

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea Magistrale in Geologia e Territorio

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Tesi di Laurea Magistrale

Analisi stratigrafica della successione medio-tardo
olocenica della Pianura di Pisa:
evoluzione del sistema costiero-deltizio

Candidato:
Luca Demurtas

Relatore:
Prof.ssa Veronica Rossi
Co-relatore:
Dott. Bruno Campo

Sessione Marzo 2018
Anno Accademico 2016-2017

Indice

RIASSUNTO	1
1. INTRODUZIONE	3
2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELLA PIANURA DI PISA.....	4
2.1. INQUADRAMENTO TETTONICO E STRATIGRAFICO DEL BACINO DI VIAREGGIO	5
2.2. STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI TARDOQUATERNARI	8
2.2.1. Il sistema di valli incise multiple della Pianura di Pisa.....	10
2.2.1.1. Paleovalle inferiore.....	11
2.2.1.2. Paleovalle superiore	12
2.3. LA SUCCESSIONE MEDIO-TARDO OLOCENICA DELLA PIANURA DI PISA: STUDI PRECEDENTI.....	13
2.4. EVOLUZIONE DELLA LINEA DI COSTA MEDIO-TARDO OLOCENICA	17
3. APPROCCIO METODOLOGICO	19
3.1. DEFINIZIONE DELL'AREA DI STUDIO	19
3.2. LA BANCA DATI DI SOTTOSUOLO: CARATTERISTICHE E GESTIONE.....	20
3.3. CREAZIONE DEI LOG STRATIGRAFICI E ANALISI DI FACIES	21
3.4. REALIZZAZIONE DELLE SEZIONI STRATIGRAFICHE	22
3.5. IMPLEMENTAZIONE DEL MODELLO DEPOSIZIONALE TRAMITE MAPPATURA DI SUPERFICI STRATIGRAFICHE IN PETREL.....	23
4. STRATIGRAFIA DELLA SUCCESSIONE MEDIO-TARDO OLOCENICA DELLA PIANURA PISANA.....	25
4.1. ASSOCIAZIONI DI FACIES.....	25
4.1.1. Associazione di barriera trasgressiva, spiaggia e cordone litorale.....	25
4.1.2. Associazione di washover e flood tidal delta	26
4.1.3. Associazione di laguna e baia	26
4.1.4. Associazione di bay-head delta	27
4.1.5. Associazione di palude	27
4.1.6. Associazione di canale fluviale e canale distributore.....	27
4.1.7. Associazione di argine e rotta fluviale.....	28
4.1.8. Associazione di piana inondabile non drenata.....	28
4.1.9. Associazione di piana inondabile.....	29
4.1.10. Associazione di piana costiera-alluvionale.....	29
4.2 ARCHITETTURA DEPOSIZIONALE	30
5. DISCUSSIONE	41
5.1. EVOLUZIONE DEPOSIZIONALE E PALEOAMBIENTALE MEDIO-TARDO OLOCENICA .	41
5.1.1. Ultime fasi di riempimento dell'estuario	41
5.1.2. Sviluppo e massima estensione della laguna	44
5.1.3. Il riempimento della laguna e il passaggio ad una pianura costiera	46
5.1.4. Sviluppo della pianura deltizio-alluvionale.....	46

5.2. PRINCIPALI FASI EVOLUTIVE E FATTORI DI CONTROLLO	48
6. CONCLUSIONI	50
BIBLIOGRAFIA.....	52
SITOGRAFIA	53
APPENDICE	54
Allegato 1: Sezione T2	54
Allegato 2: Sezione T3	55
Allegato 3: Sezione T5	56
Allegato 4: Sezione L3	57

RIASSUNTO

Le successioni sedimentarie medio-tardo oloceniche, sepolte al di sotto delle attuali pianure alluvionali-deltizie, rappresentano un archivio contenente importanti informazioni sull'evoluzione di queste aree in un momento chiave per la loro formazione.

In questo lavoro è stata studiata la successione medio-tardo olocenica (ultimi 8500/9000 anni circa e focus a partire da 8000 anni fa) della Pianura di Pisa tramite la gestione e l'analisi di una banca dati di sottosuolo preesistente. A seguito di un'analisi di facies dei sondaggi prescelti, sono stati riconosciuti i principali corpi deposizionali presenti entro la successione in esame (i primi 25 m di sottosuolo circa) tramite correlazioni stratigrafiche lungo sezioni. Sono state inoltre create mappe di superfici di interesse tramite *Petrel*.

I risultati ottenuti mostrano al passaggio fra la fase di riempimento e quella di post-riempimento della paleovalle lo sviluppo di un esteso corpo di piana costiera-alluvionale in progradazione su depositi estuarini. Tale corpo, che segna di fatto la colmatazione dell'estuario e contiene un'associazione pollinica associabile all'evento climatico 8.200, è marcato al tetto da una superficie di *flooding* datata circa 8000 anni fa (ultimo scatto di risalita del livello del mare-l.m.). Tale annegamento porta allo sviluppo e progressiva estensione, fino alla massima ingressione circa 7800 anni fa, di un'ampia laguna la cui morfologia pare riflettere quella della paleovalle. Tale bacino lagunare ha dominato il paesaggio dell'attuale pianura fino a circa 5000 anni fa, quando a seguito della progradazione di corpi di *bay-head delta* si arriva nell'arco di circa 1000 anni alla sostituzione della laguna da parte di un'ampia area palustre. Ciò avviene durante un generale inaridimento del clima ben conosciuto in letteratura. Infine, a partire da 4000 anni fa, in concomitanza con una forte decelerazione nella risalita del l.m., avviene lo sviluppo della pianura deltizio-alluvionale attuale.

1. INTRODUZIONE

Le pianure costiero-deltizie hanno da sempre rappresentato, e rappresentano tuttora, una zona di insediamento preferenziale per l'uomo e di intenso sfruttamento economico. Tuttavia, l'elevata dinamicità naturale dei sistemi costieri, in risposta a fattori di tipo allogenico (i.e., variazioni climatiche e del livello del mare) e autogenico (i.e., apporto sedimentario, subsidenza locale), deve essere tenuta in considerazione e, per quanto possibile, conosciuta al fine di una corretta gestione e tutela del territorio. A complicare ulteriormente il quadro complessivo, è noto un progressivo aumento dell'impatto antropico a partire dall'età storica/ultimi 2000 anni circa (uso del suolo, regimazione delle acque, attività estrattive, emungimento di acqua).

Lo studio delle successioni medio-tardo oloceniche, considerate dei veri e propri archivi sedimentari sepolti al di sotto delle zone di pianura alluvionale-deltizia attuali, offre la possibilità di ricostruire dettagliatamente l'evoluzione paleoambientale e deposizionale dei sistemi costieri durante un momento chiave per il loro sviluppo, ovvero alla transizione da una fase trasgressiva ad una di generale *highstand* del livello del mare (Vacchi et al., 2016). Sebbene infatti sia noto, da tempo, che la maggior parte dei delta mediterranei attuali hanno iniziato a formarsi a partire da circa 7000-6000 anni fa, è necessario acquisire ulteriori dati ad alta risoluzione stratigrafica e temporale per scandire e comprendere meglio le varie fasi che hanno portato alla costruzione del sistema deltizio-alluvionale, a partire da un contesto costiero tardo trasgressivo spesso di retro-barriera (sistemi barriera-laguna). Similmente è ancora da chiarire il ruolo svolto nell'evoluzione degli ambienti ad una scala millenaria e sub-millenaria da parte delle variazioni nel tasso di risalita del livello del mare e dei cambiamenti climatici (Anthony et al., 2014).

Per questo motivo l'interesse della comunità scientifica su queste successioni è andato in crescendo negli ultimi anni, soprattutto a causa della necessità di modelli deposizionali che possano aiutare a capire come evolveranno i delta e, più in generale, gli ambienti costieri in futuro sotto la forzante del *global change*.

Il presente lavoro ha come principale obiettivo la ricostruzione dell'architettura deposizionale della successione medio-tardo olocenica (ultimi 9000-8500 anni circa) presente nel sottosuolo della Pianura di Pisa attraverso un approccio stratigrafico basato sull'analisi di facies. Nello specifico si vuole analizzare il passaggio da una fase estuarina (di riempimento della valle incisa dall'Arno durante l'ultimo massimo glaciale; Amorosi et al., 2008) ad una lagunare in senso lato e le successive fasi di riempimento. In particolare, si vuole ricostruire la paleomorfologia della laguna, individuarne le principali zone di alimentazione e definirne gli *step* evolutivi e relativi fattori di controllo che hanno portato alla sua trasformazione in un sistema deltizio-alluvionale.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELLA PIANURA DI PISA

L'area di studio è localizzata entro il Valdarno Inferiore, che si estende con direzione ENE-WSW da Montelupo fino alla costa della Toscana settentrionale per circa 60 km, e più specificatamente nella Pianura di Pisa (Fig. 1).



Figura 1. Immagine satellitare, con illustrati i limiti fisiografici della Pianura di Pisa, i principali centri urbani e corsi fluviali.

Da un punto di vista morfologico la Pianura di Pisa è un'area tendenzialmente pianeggiante (quote generalmente inferiori a 3 m, ad eccezione del centro urbano di Pisa e della zona di Coltano, dove si raggiungono rispettivamente quote di circa 4-5 m e 15 m), ampia circa 150 km² ed appartenente alla vasta pianura alluvionale-costiera del Fiume Arno che l'attraversa da Est verso Ovest.

I limiti fisiografici sono ben definiti a nord e a sud rispettivamente dai rilievi del Monte Pisano e dei Monti d'Oltre Serchio e dal complesso delle Colline Pisane e dei Monti Livornesi. Più incerto il confine nord-occidentale, corrispondente al Lago di Massaciuccoli-Fosso della Bufalina, così come quello orientale collocato presso l'abitato di Bientina ed in corrispondenza del punto di confluenza dell'Era con l'Arno (Fig. 2).

La Pianura di Pisa, appartenente in buona parte al Foglio CARG 273 in corso di stampa (Carta Geologica d'Italia 1:50.000, Foglio Pisa; http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/273_PISA/Foglio.html), è costituita da una porzione occidentale caratterizzata dalla giustapposizione di una serie di cordoni deltizi (*strandplain* del delta *wave-dominated* del Fiume Arno) e da una parte orientale dominata

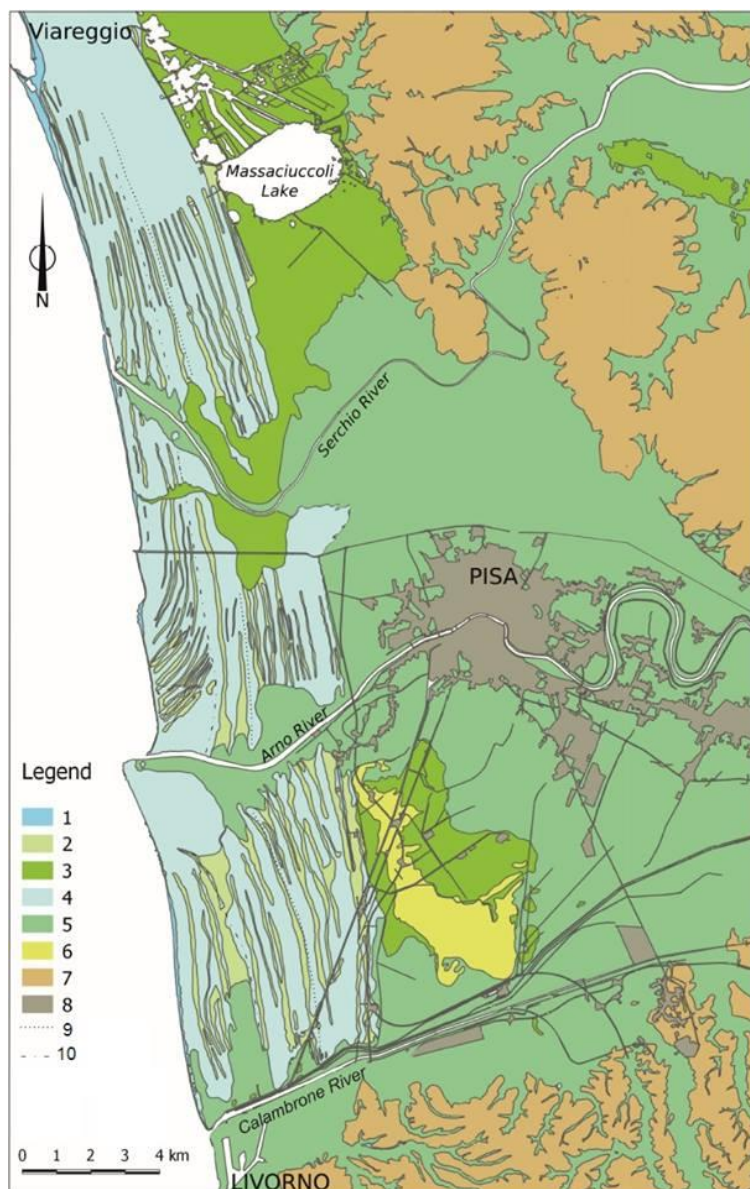


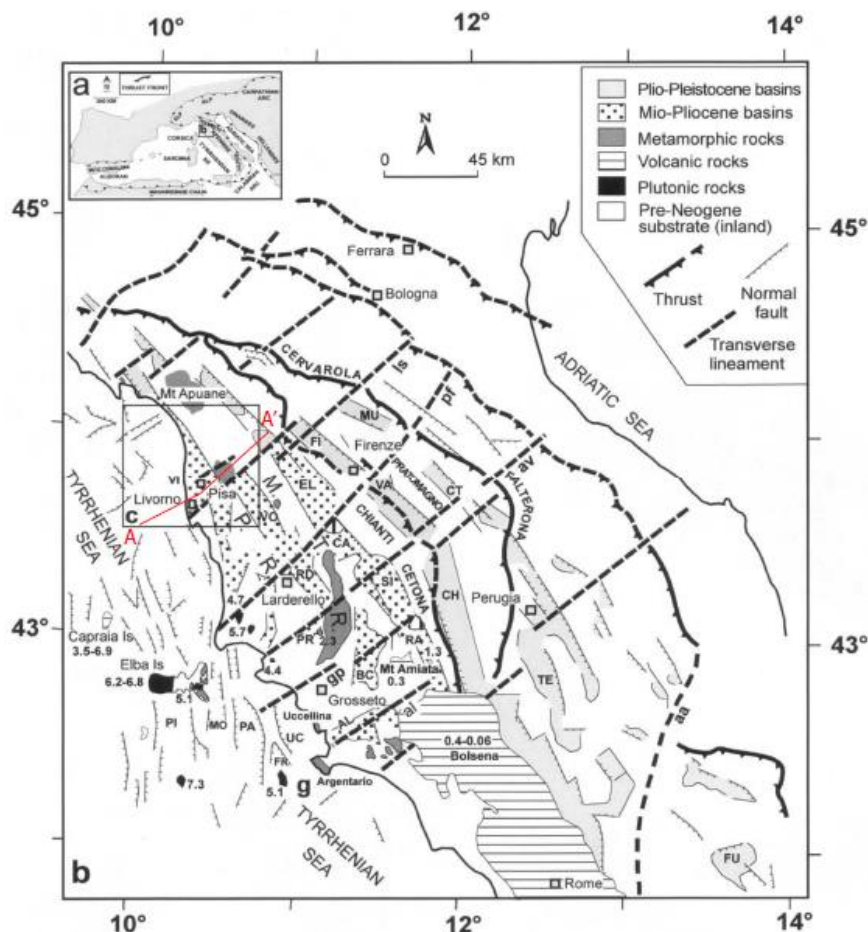
Figura 2. Carta geomorfologica semplificata: 1. Spiaggia attuale; 2. Aree depresse interdunari; 3. Zone umide; 4. Cordoni litorali/strandplain; 5. Piana alluvionale; 6. Rilievi residuali; 7. Montagne e colline; 8. Area urbanizzata; 9. Linea di costa XII sec. D.C.; 10. Linea di costa XVII sec. D.C. (elaborata e fornita dalla Prof.ssa Monica Bini – Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa nell'ambito del progetto di ricerca sull'evoluzione della laguna pisana).

attualmente dai processi alluvionali connessi al Fiume Arno (Fig. 2). Tuttavia, è noto che fino al Medioevo un antico ramo del Fiume Serchio contribuiva ad alimentare la pianura, confluenza in corrispondenza della città di Pisa da nord (Amorosi et al., 2013).

Ad una scala di osservazione maggiore, la Pianura di Pisa rappresenta l'espressione più superficiale e meridionale del riempimento (porzione *onland*) di un ampio bacino tettonico, conosciuto in letteratura come il Bacino Versilese Pisano o Bacino di Viareggio (Della Rocca et al., 1987; Pascucci, 2005).

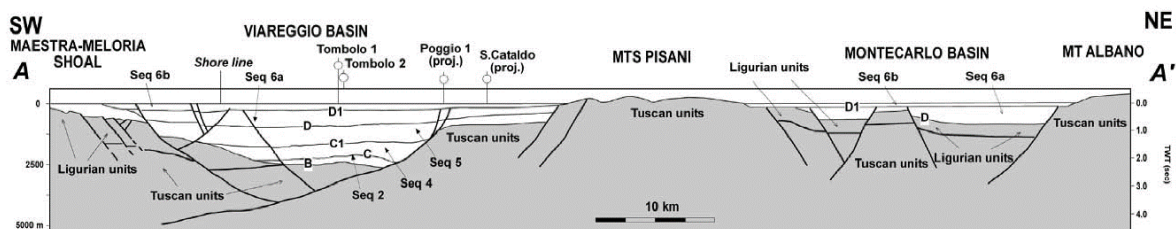
2.1. INQUADRAMENTO TETTONICO E STRATIGRAFICO DEL BACINO DI VIAREGGIO

Il Bacino di Viareggio è un bacino di tipo *semi-graben* con orientazione NW-SE, tipica di tutti i bacini estensionali neogenici che caratterizzano le aree nord tirreniche e la fascia tirrenica dell'Appennino settentrionale (Fig. 3). Questi bacini si sono sviluppati a partire dal tardo Miocene, e più specificatamente dal Tortoniano superiore (circa 8 milioni di anni fa), in relazione all'apertura del Mar Tirreno e alla contemporanea migrazione antioraria del sistema catena-avanfossa-avampaese (Martini et al., 2001). Risultano segmentati da lineamenti trasversali orientati NE-SW interpretati come rampe laterali di blocchi di sovrascorrimenti, sovrascorrimenti, faglie trascorrenti e faglie di trasferimento (Martini et al., 2001).



Il Bacino di Viareggio, ampio mediamente circa 25 km e con un'estensione di circa 80 km di lunghezza, è delimitato dai Monti Pisani e dalle Alpi Apuane a nord-ovest, dalla secca Meloria-Maestra a sud-ovest e dai Monti Livornesi a sud-est. Verso nord chiude al largo di Marina di Carrara (Fig. 5). Il *semi-graben* è bordato a nord-est da una faglia listrica maestra immergente verso SW, mentre il limite sud-ovest è caratterizzato dalla presenza di faglie secondarie immergenti a NE (Pascucci, 2005; Fig. 4 e Fig. 5).

La faglia listrica maestra, orientata NW-SE, ha governato l'evoluzione del bacino dalla sua formazione fino al Pliocene superiore. Essa è ubicata circa tra la linea di costa attuale e il margine occidentale dei Monti Pisani, che rappresentano l'attuale limite del bacino, formatosi in seguito alla sua estensione verso est durante il Quaternario.



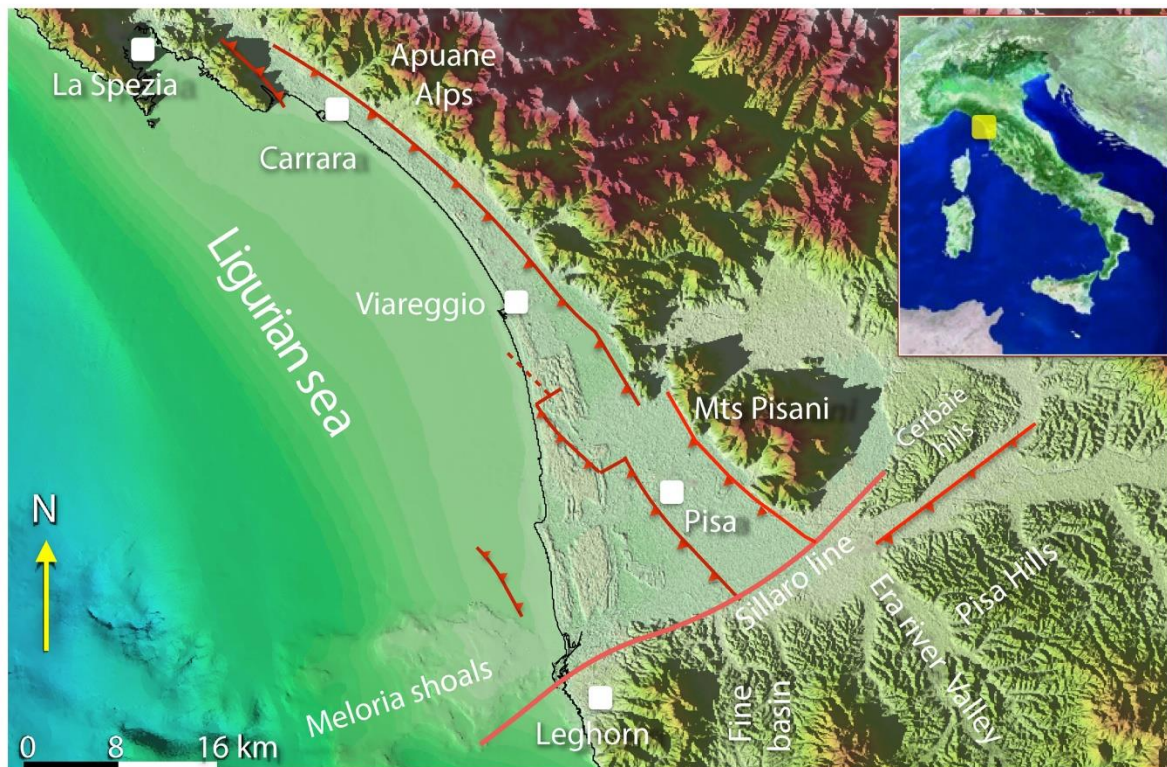


Figura 5. Mappa morfologica della pianura costiera dall'Arno. Sono riportati i principali limiti morfologici e i principali lineamenti tettonici del Bacino di Viareggio (da Sarti et al., 2015b, modificata).

Sempre la stessa faglia maestra è caratterizzata da un'indentazione che è associata ad uno spostamento verso ovest di una porzione di substrato pre-neogenico che può essere connessa all'attività di una o più faglie trascorrenti (Pascucci, 2005).

La faglia è stata principalmente attiva durante il Miocene superiore-Pliocene inferiore e parte del Pliocene medio; a questa prima fase è seguita un'attenuazione dell'attività durante il medio-tardo Pliocene, fino ad una condizione di *post rift* che ha sostanzialmente caratterizzato il Quaternario (Pascucci, 2005).

Il confine meridionale del bacino è coincidente con la linea Livorno-Sillaro, definita anche linea Meloria-Bientina (Fig. 5), un importante lineamento tettonico trasversale a cinematica dominante trascorrente sinistra che ha fortemente influenzato l'evoluzione del bacino sin dal Pliocene inferiore. Questo lineamento è considerato uno svincolo di ordine maggiore che si sviluppa lungo il bordo meridionale della Pianura di Pisa (margine meridionale del Bacino di Viareggio) e prosegue a mare bordando le secche della Meloria (Fig. 5; Sarti et al., 2015b). Essa divide l'area generalmente subsidente della pianura da una zona (colline e Monti livornesi) caratterizzata invece da fenomeni di *uplift*.

Dal punto di vista stratigrafico il bacino registra il riempimento di circa 2500 m di sedimenti depositi dal Miocene superiore all'attuale, principalmente composti da un'alternanza di sabbie e argille di varia natura che giacciono in discordanza sulle arenarie del Macigno (Oligocene-Miocene inferiore), formazione sommitale dell'Unità Toscana.

Il riempimento del bacino è stato suddiviso, grazie all'integrazione di indagini dirette (pozzi) e indirette (sismica), in 5 unità delimitate da superfici di discontinuità o *unconformity* (Fig. 6; Pascucci 2005):

- Sequenza 2: costituita da circa 300 m di depositi marino-litorali (età Messiniano inferiore);
- Sequenza 4: costituita da argille con intervalli sabbiosi di ambiente neritico esterno (età Pliocene inferiore);

- Sequenza 5: stesse caratteristiche della Sequenza 4, da cui differisce per le facies sismiche e per la presenza di un'importante superficie di *unconformity*/discordanza visibile con la sismica (Superficie C1 in Figure 4 e 6; età Pliocene medio-superiore); le Sequenze 4 e 5 raggiungono insieme circa 1500 m di spessore.
- Sequenza 6a: costituita da circa 600 m di sedimenti argillosi e sabbiosi, con sporadici livelli torbosi, di ambiente variabile da mare aperto, a litorale, a salmastro, connessi a diverse fasi evolutive del paleodelta dell'Arno (età Pleistocene inferiore);
- Sequenza 6b: costituita da circa 100 m di sedimenti sabbiosi, da marini a salmastri, e ghiaie sovrastate da circa 40 m di sedimenti argillosi contenenti sporadici intervalli torbosi (età Pleistocene superiore-attuale).

La sequenza 1 non è registrata nel Bacino di Viareggio. Similmente, la sequenza 3, riconoscibile in altri bacini limitrofi, risulta assente probabilmente perché, durante il Miocene superiore-Pliocene inferiore, il bacino si ritrovava in una posizione di alto rispetto agli altri (Fig. 6).

A partire dal Pleistocene superiore, la formazione di una nuova faglia a bordare ad ovest il bacino, in corrispondenza del fianco occidentale dei Monti Pisani, ha svolto un ruolo importante nella riorganizzazione del bacino di drenaggio, condizionando in maniera significativa gli apporti sedimentari registrati dalle Sequenze 6a e 6b (Pascucci, 2015).

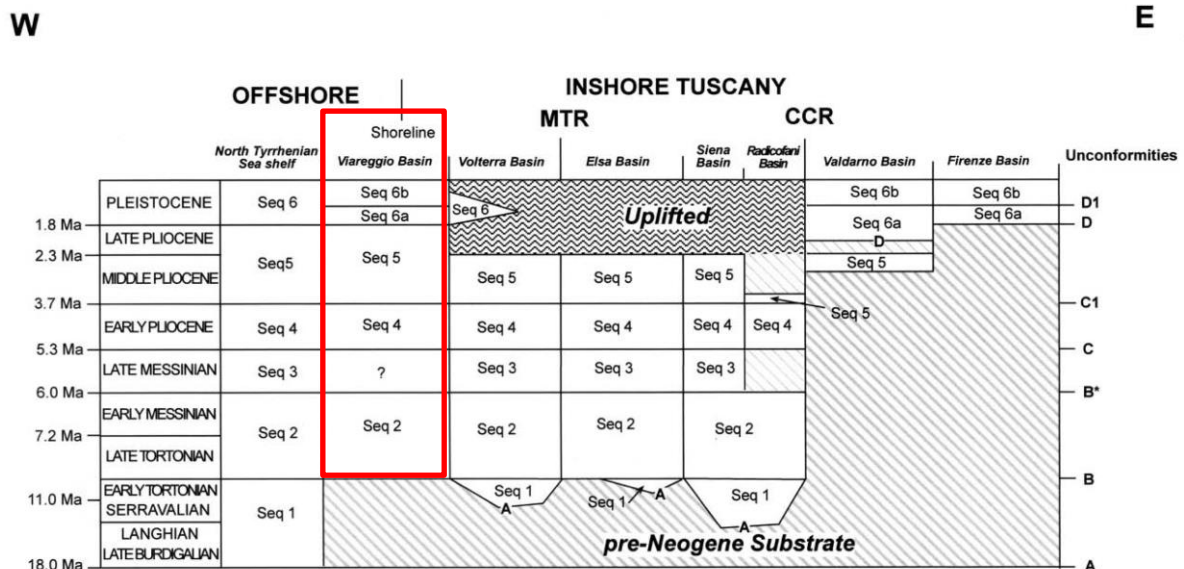


Figura 6. Sequenze deposizionali e relativi limiti discordanti (*unconformity*) dei bacini neogenici-quaternari toscani (da Pascucci, 2005). La scala cronostratigrafica è precedente alla rettifica del limite inferiore del Pleistocene/Quaternario. La successione appartenente al Bacino di Viareggio è evidenziata.

2.2. STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI TARDOQUATERNARI

La successione tardoquaternaria è ben registrata nel sottosuolo dell'area pisana, dove negli ultimi 10 anni si sono concentrati una serie di lavori a carattere multidisciplinare (sedimentologico, stratigrafico e paleontologico) e dall'approccio stratigrafico-sequenziale (e.g., Amorosi et al., 2008, 2013b; Sarti et al., 2015a, b; Rossi et al., 2017). La stratigrafia dei primi 100 metri circa di sottosuolo (corrispondenti agli ultimi 250.000 anni; intervallo MIS7-MIS1) è presentata in dettaglio nei sottoparagrafi seguenti (3.2.1. e 3.3.1.), considerando gli scopi del presente lavoro di tesi.

Per quanto riguarda invece i depositi tardoquaternari affioranti in pianura, ci si limiterà ad una più speditiva descrizione degli stessi facendo principalmente riferimento alla carta geologica-geomorfologica del Foglio 273 Pisa consultabile online

(http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/273_PISA/Foglio.html) e alla carta geomorfologica in Fig. 2. Tali depositi sono per la maggior parte attribuibili all'Olocene e possono essere distinti in:

- Depositi alluvionali attuali comprendenti limi e limi argillosi di piana inondabile e limi e sabbie di argine e ventaglio di rocca;
- Depositi palustri attuali comprendenti argille e argille limose nere ricche in materiale organico, torbe e limi;
- Depositi eolici costituiti da sabbie da medie a fini, ben classate di cordone dunare e intercordone;
- Depositi antropici comprendenti materiale di riporto di granulometria variabile;
- Sabbie e limi dell'Isola di Coltano di età incerta, comunque più vecchia di 40.000 anni come indicato dalla presenza di manufatti. Questi depositi limoso argillosi, decarbonatati e di colore giallo sono interpretati in facies alluvionale-fluviale e nel Foglio Pisa sono cartografati come appartenenti alla Formazione delle Sabbie e limi di Vicarello (di seguito descritta ed affiorante estensivamente lungo i bordi delle Colline Pisane; Fig. 7). Essendo tuttavia ubicati nell'area di pianura e formando, di fatto, un rilievo morfologico (fino a 10 m di quota sulla pianura) situato in sinistra di Arno e diviso in due parti (zona di Coltano e di Castagnolo; Fig. 8a) rappresentano un paradosso stratigrafico, che necessita di approfonditi studi stratigrafici, tettonici e cronologici che permettano di definire l'evoluzione geotettonica dell'area (Sarti et al., 2015b). Sono presenti depositi di età pleistocenica anche in corrispondenza dei rilievi contermini ed in particolare delle Colline Pisane e Livornesi (Sarti et al., 2010; Fig. 7). Questi appartengono principalmente alla Formazione di Casa Poggio ai Lecci (conglomerati di origine fluviale e del Pleistocene medio) e alla Formazione delle Sabbie e limi di Vicarello (depositi di origine fluviale e datati indicativamente al Pleistocene superiore, essendo posti in discordanza sui conglomerati di Casa Poggio ai Lecci e contenendo manufatti di età non più vecchia di 40.000 anni; Sarti et al., 2015b).

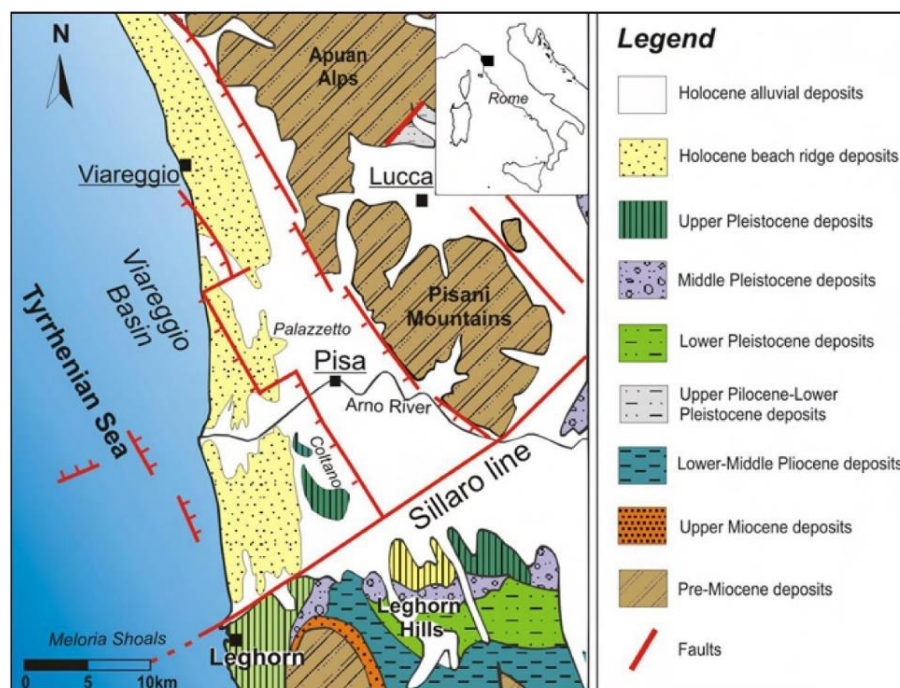


Figura 7. Carta geologica della pianura costiera dell'Arno e dei suoi principali limiti morfostrutturali (da Sarti et al., 2010).

2.2.1. Il sistema di valli incise multiple della Pianura di Pisa

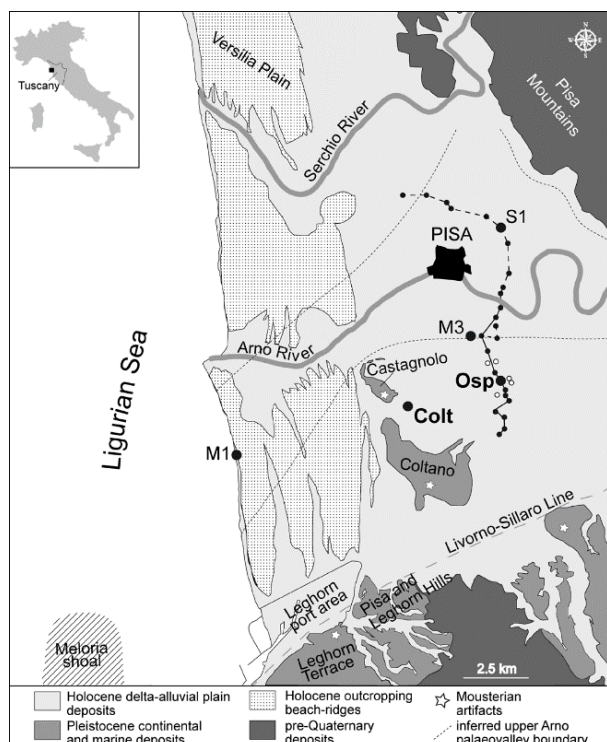


Figura 8a. Mappa geologica della pianura costiera dell'Arno in cui è riportata l'ubicazione dei sondaggi "colt" e "osp" e la traccia della sezione stratigrafica visibile in fig. 8.b (da Rossi et al., 2017).

La successione tarsoquaternaria sepolta sotto la pianura costiera dell'Arno mostra una complessa storia di incisioni e riempimenti vallivi, con l'eccezionale record di due sistemi di valle incisa non coevi, denominati in testo "paleovalle inferiore" e "paleovalle superiore" dell'Arno (Fig. 8b). Tali paleovalle mostrano dimensioni, forma e stile di riempimento comparabili, suggerendo un comune meccanismo allogenic di formazione. Attraverso datazioni assolute (radiocarbonio e *ESR-Electron Spin Resonance*), le successioni di riempimento sono state associate cronologicamente al penultimo e all'attuale interglaciale (MIS-Marine Isotope Stage 7 e MIS-Marine Isotope Stage 1). Le due fasi di incisione sono state associate in modo indiretto (correlazioni stratigrafiche) e diretto (datazioni al radiocarbonio) alle fasi glaciali immediatamente precedenti (MIS 8 e MIS 2; Amorosi et al., 2008; Rossi et al., 2017).

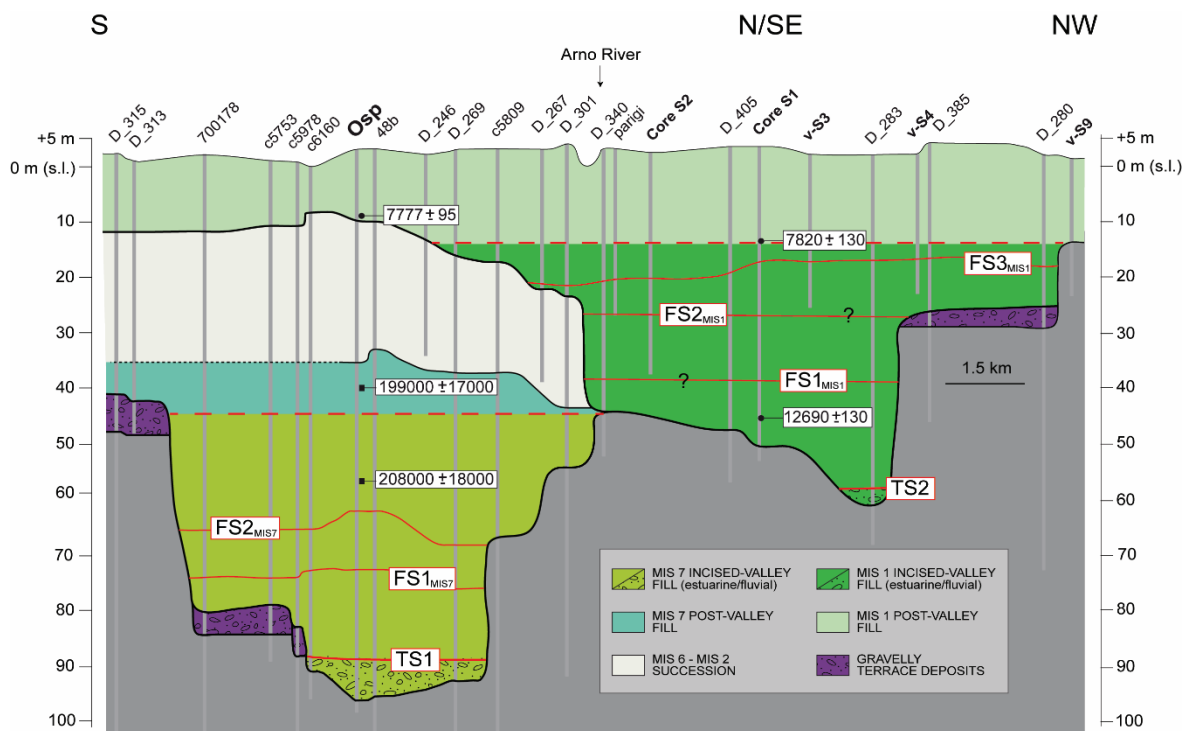


Figura 8b. Sezione stratigrafica semplificata della pianura costiera dell'Arno che mostra i due sistemi di valli incise in una zona prossimale della pianura (da Rossi et al., 2017). La sezione è orientata trasversalmente all'attuale corso del Fiume Arno (Fig. 8a).

2.2.1.1. Paleovalle inferiore

La paleovalle inferiore è stata recentemente individuata e studiata tramite l'analisi sedimentologica e micropaleontologica (foraminiferi bentonici e ostracodi) di due sondaggi a carotaggio continuo, profondi rispettivamente circa 100 m (sondaggio Osp in Fig. 8b e Fig. 9) e 75 m (sondaggio Colt). I sondaggi, dai quali sono state acquisite quattro datazioni ESR, sono ubicati rispettivamente a circa 3 e 6 km a sud della città di Pisa lungo un ipotetico transetto prossimale-distale (Fig. 8a). Infatti, la paleovalle in questione è posizionata, rispetto a quella superiore, in una porzione più meridionale della pianura pisana e ad una profondità fra i 100 m e i 45 m sotto il livello del mare. La paleovalle mostra una forma terrazzata e depositi di terrazzo fluviale (ghiaie) sono stati identificati lungo il fianco meridionale a diverse profondità (Fig. 8b). La larghezza della paleovalle è, al momento, difficilmente quantificabile con certezza (>5 km), poiché la sua geometria è poco conosciuta e il fianco settentrionale risulta almeno in parte inciso dalla paleovalle superiore (Fig. 8b e Fig. 9).

Il riempimento è spesso circa 40-50 m ed è costituito da sedimenti prevalentemente argilloso-limosi estuarini datati al MIS 7 (circa 250.000-190.000 anni fa).

Tuttavia, in corrispondenza del depocentro, la porzione inferiore del riempimento è caratterizzato da 7 m di ghiaie fluviali, che troncano depositi sabbiosi fluviali sottostanti di età ignota. Queste ghiaie sono state attribuite ad un ambiente fluviale ad alta energia, presumibilmente impostatosi durante le fasi finali (i.e., *lowstand*) del MIS 8, sulla base delle datazioni della successione trasgressiva sovrastante. Il limite inferiore di queste ghiaie marca quindi il limite di sequenza (*sequence boundary* - SB) alla base della valle, mentre il loro tetto corrisponde alla superficie trasgressiva (*trasgressive surface* - TS) che segna l'inizio della deposizione dei sedimenti estuarini trasgressivi che andranno a colmare la valle (Fig. 8b e Fig. 9).

Questa deposizione esordisce con 5-15 m di sedimenti associati ad una piana inondabile scarsamente drenata e a paludi effimere che verso l'alto mostrano un passaggio netto, marcato da una superficie di annegamento (*flooding surface* - FS1), a 12 m di argille estuarine e al relativo delta estuarino (*bay head delta* - BHD). La sommersione di quest'ultimo segna una seconda superficie di annegamento (FS2), datata a 208 ± 18 ka BP presso il sondaggio Osp (Fig. 8b e Fig. 9), e un minor confinamento dell'ambiente estuarino. La massima apertura del sistema (MFS) è testimoniata, al tetto dei depositi estuarini, dalla presenza di una barriera trasgressiva e di corpi sabbiosi di *flood tidal delta* / lobo di *washover*. Al di sopra di questa superficie si osserva un'unità lagunare spessa 6-7 m la cui espansione ha determinato l'annegamento dell'interfluvio meridionale (l'unico identificato) e l'inizio di una tendenza progradazionale delle facies. L'unità deltizio-alluvionale sovrastante testimonia il riempimento della laguna durante le ultime fasi del MIS 7.

Il limite superiore di questa successione di post-riempimento è spesso caratterizzato dalla presenza di paleosuoli o superfici di incisione fluviale, testimoniando una lacuna stratigrafica. La presenza diffusa di spessi (fino a circa 20 metri) depositi sabbiosi di canale fluviale (successione di canali amalgamati) è associata a dinamiche fluviali post MIS 7; questi sedimenti sono chiusi da un altro paleosuolo che rappresenta l'interfluvio della valle incisa superiore.

Le variazioni climatico-eustatiche a scala Milankoviana sembrano dunque giocare un ruolo di forzante dominante che guida le fasi di formazione e riempimento della valle e lo sviluppo di superfici chiave della stratigrafia sequenziale (i.e., SB e TS).

L'eccezionale conservazione, seppur parziale, di una paleovalle inferiore in un sistema di valli incise multiple è stata possibile grazie alla migrazione del reticolo fluviale verso nord, connesso probabilmente ad un'attività tettonica che ha coinvolto la parte meridionale del Bacino di Viareggio in un periodo successivo al MIS 7. Questa migrazione ha evitato l'impostarsi in corrispondenza della paleovalle inferiore di un altro ciclo di incisione e deposizione, in risposta ad un successivo ciclo glaciale-interglaciale, che avrebbe obliterato il record appartenente al MIS 7.

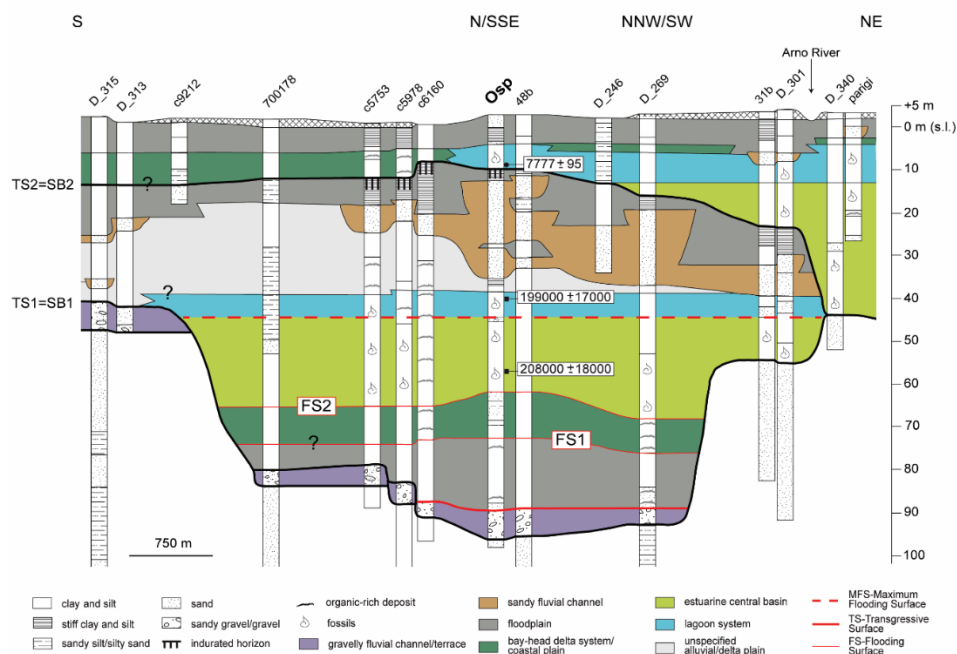


Figura 9. Sezione stratigrafica che mostra l'impilamento verticale delle facies che costituiscono il riempimento della paleovalle inferiore nella sua porzione prossimale, e le principali superfici stratigrafico-sequenziali riconosciute (da Rossi et al., 2017). La traccia della sezione è riportata in Fig. 8a.

2.2.1.2. Paleovalle superiore

La paleovalle superiore, situata nel sottosuolo della Pianura Pisana, si estende dalla costa tirrenica all'entroterra per una lunghezza di circa 15 km, una larghezza variabile dai 5 ai 7 km e ad una profondità compresa fra circa 50-15 m sotto il livello del mare. La sua formazione è associata, in base alle datazioni al radiocarbonio, all'ultima brusca fase di regressione marina avuta al passaggio OIS (*oxygen isotope stage*) 3/2 (Amorosi et al., 2008). Il riempimento della paleovalle, spesso circa 35-40 m, è caratterizzato dalla messa in posto, al di sopra dei depositi alluvionali dell'ultimo massimo glaciale, di una successione trasgressiva, la cui deposizione ha avuto inizio con l'impostarsi della trasgressione avvenuta alla fine del Pleistocene (circa 13.000 anni calibrati fa) e durata fino al medio Olocene (8.000 anni calibrati fa). Lateralmente la valle passa a zone di interfluvio, caratterizzate dalla presenza di un orizzonte indurito e pedogenizzato che registra una lacuna sedimentaria (*hiatus*) e rappresenta il continuo del limite di sequenza (*sequence boundary* – SB) che delimita la morfologia della valle alla base e sui fianchi (Amorosi et al., 2008).

La valle incisa superiore è stata studiata tramite un set di profili stratigrafici trasversali all'asse della valle (Fig. 10), che hanno messo in evidenza la variazione dell'architettura deposizionale al passaggio dalle zone prossimali a quelle distali. Nella sezione più prossimale, situata in prossimità della costa attuale, il riempimento è caratterizzato da una successione monotona estuarina, mentre nella sezione intermedia, posta a metà strada tra la città di Pisa e la linea di costa, oltre alle argille estuarine si osservano depositi di delta estuarino (*bay-head delta* - BHD); più complessa risulta la sezione più prossimale, dove si

osserva l'impilamento di tre successioni delimitate da superfici di allagamento (*flooding surface* - FS), spesse circa 10 m. La base di queste successioni è costituita da sedimenti estuarini passanti verso l'alto a sedimenti di pianura costiera. Queste successioni cicliche, delimitate da superfici di allagamento (FS) e interpretate come parasequenze (Fig. 10), testimoniano un cambiamento del livello mare relativo durante l'ultima fase trasgressiva, caratterizzato da rapide fasi di innalzamento del livello del mare, seguite da periodi di relativa stasi.

Sopra l'orizzonte sovraconsolidato a tetto dell'ultima parasequenza, si osserva la messa in posto di una successione trasgressiva-regressiva, composta da depositi costiero-deltizi e alluvionali medio-tardo olocenici, che ha determinato l'allagamento degli interfluvii. In zone prossimali, la successione post-riempimento è costituita da argille e limi lagunari, che includono la massima ingressione marina (*maximum flooding surface*-MFS), sovrastati da una successione progradazionale di piana deltizia-alluvionale. Distalmente quest'ultima passa ad una *strandplain* (Fig. 10) composta da una serie di cordoni sabbiosi giustapposti, appartenenti alla piana deltizia superiore del Delta dell'Arno.

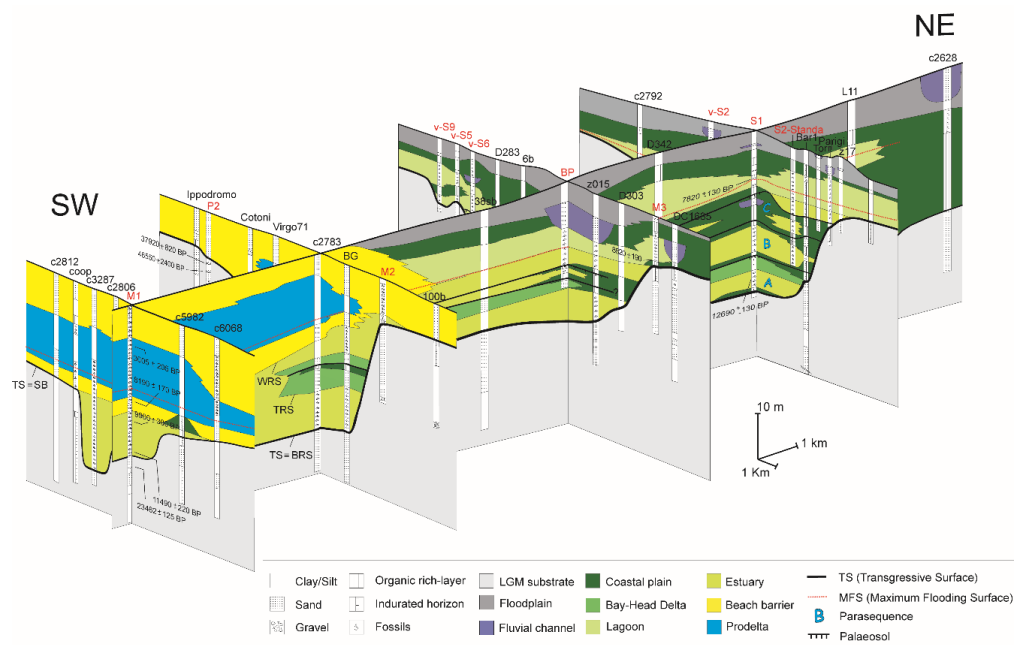


Figura 10. Architettura deposizionale tridimensionale del riempimento della valle incisa superiore (da Amorosi et al., 2008).

2.3. LA SUCCESSIONE MEDIO-TARDO OLOCENICA DELLA PIANURA DI PISA: STUDI PRECEDENTI

Durante l'Olocene medio, nella pianura di Pisa, la paleovalle dell'Arno risulta ormai quasi colma di sedimenti estuarini depositi durante la trasgressione marina post MIS 2.

La definitiva colmatazione della paleovalle avvenne circa 8000 anni fa in seguito ad un ultimo impulso trasgressivo marcato dalla superficie di annegamento "FS3" che chiude al top la parasequenza C in Fig. 10. Di seguito si è formato un vasto sistema lagunare che dominava il paesaggio pisano al passaggio fra il momento di massima trasgressione (circa 8000 anni fa) e la successiva fase di stazionamento alto del livello del mare, come testimoniato dall'ampia distribuzione areale dei sedimenti lagunari nei primi 20 m circa di sottosuolo (Amorosi et al., 2012a; Rossi et al., 2011).

L'ampia distribuzione areale, le peculiari caratteristiche di facies (prevalenti argille estremamente plastiche e contenenti fossili salmastri – e.g. *Cerastoderma glaucum*) e geotecniche (elevata compressibilità) rispetto ai sedimenti sottostanti (successione estuarina di riempimento della paleovalle superiore) e sovrastanti (successione costiero-deltizia connessa alla costruzione del Delta dell'Arno), fanno di questi sedimenti lagunari, che localmente prendono il nome di “pancone”, un importante marker stratigrafico (Rossi et al., 2011). Lo sviluppo areale della laguna olocenica è stato fortemente influenzato dalla paleomorfologia della valle incisa sottostante, il cui riempimento, costituito in gran parte da sedimenti argillosi e contenenti materia organica, ha permesso, per compattazione differenziale rispetto alle zone di argine composte da sabbie glaciali poco compressibili, lo sviluppo e la conservazione di bassi topografici (Rossi et al., 2011).

Questo fattore ha probabilmente guidato anche la transizione laterale di facies in corrispondenza degli interfluvi della valle incisa, dove grossomodo si registra il passaggio da una facies lagunare, la cui estensione pare riflettere quella della paleovalle, ad una facies prettamente palustre (Rossi et al., 2011).

Ad oggi, resta tuttavia poco chiara la posizione e lo sviluppo del reticolo fluviale che doveva alimentare tale laguna fra circa gli 8000 e i 5000 anni fa, così come i fattori che hanno favorito questa lunga persistenza di un ambiente lagunare durante le prime fasi di *highstand* del livello del mare. Per quanto riguarda il primo punto, dati geochimici sulle argille di laguna nel sottosuolo di Pisa documentano una doppia alimentazione, sia dal Fiume Arno che dal Fiume Serchio, che da nord probabilmente confluiva con uno dei suoi paleo-rami nella laguna (Amorosi et al., 2012a).

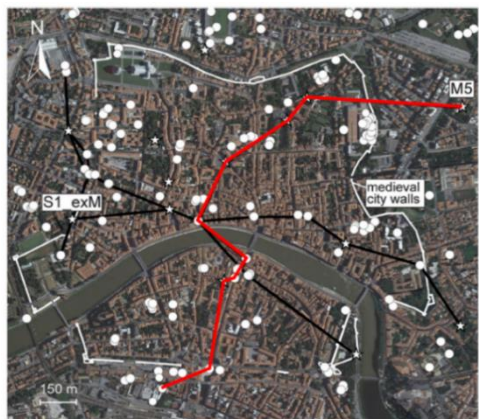


Figura 11a. Tracce delle sezioni stratigrafiche realizzate da Sarti et al., 2015a, in rosso è evidenziata la sezione orientata trasversalmente al corso del Fiume Arno visibile in Fig. 11b.

Al di sopra delle argille lagunari si imposta una successione costiera deltizia-alluvionale che nell'area della città di Pisa raggiunge anche i 10 metri di spessore. Depositi paludosi passano superiormente a sedimenti di piana inondabile ad indicare un generale trend progradazionale delle facies (Fig. 11b; Sarti et al., 2015a). Tale successione prevalentemente fine è interrotta localmente da corpi sabbiosi di canale o di esondazione (depositi di argine o di rotta fluviale). I primi talvolta erodono fortemente la successione sottostante andando a ridurre sostanzialmente lo spessore del “pancone” (Fig. 11b; Sarti et al., 2015a).

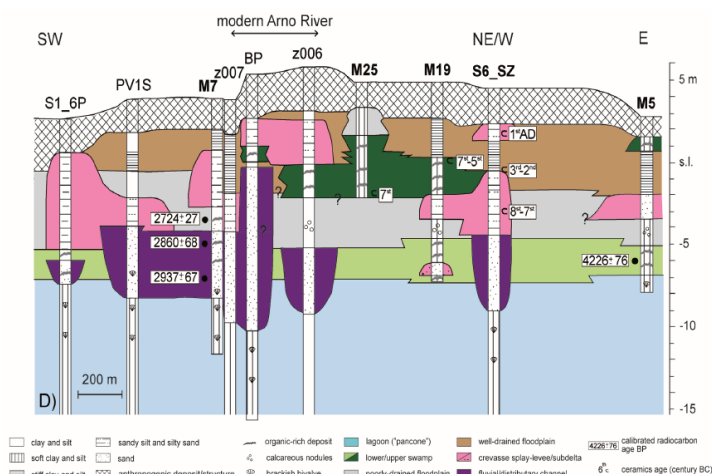


Figura 11b. Sezione stratigrafica passante per il centro della città di Pisa (Fig. 11a) in cui si osserva un impilamento verticale delle facies che mostra un generale trend progradazionale (da Sarti et al., 2015a).

2.3.1. Fasi evolutive della pianura deltizio-costiera dell'Arno: stato delle conoscenze

La realizzazione del progetto multidisciplinare MAPPA, che ha coinvolto stratigrafi, paleontologi, geomorfologi e archeologi, ha permesso, grazie all'acquisizione e lo studio di dati sedimentologico-stratigrafici, geochimici, palinologici, micropaleontologici e archeologici, di ricostruire nel dettaglio l'architettura deposizionale e l'evoluzione paleoambientale della pianura costiera-deltizia dell'Arno, limitata ad una piccola porzione corrispondente all'area urbana di Pisa (Amorosi et al., 2012b). Tuttavia l'attenzione si è concentrata principalmente sulla ricostruzione dell'evoluzione del reticolo idrografico per i vari periodi storici integrando la stratigrafia di sottosuolo con dati di *remote sensing* (i.e. foto aeree, immagini satellitari e geoelettrica) essendo il progetto MAPPA un progetto geoarcheologico atto a comprendere le relazioni esistenti fra l'evoluzione degli insediamenti e la rete idrografica e di conseguenza la costruzione di carte del potenziale archeologico per l'area urbana di Pisa (<http://www.mappaproject.org/>).

Eneolitico (circa 5000-4000 anni fa): attorno ai 3700 anni a.C. sembra impostarsi secondo analisi delle associazioni fossilifere, nella parte settentrionale, un *trend* di chiusura generale della laguna (Amorosi et al., 2012b), e di fatto, tra il 3000 e il 2000 a.C., la laguna in Pisa viene progressivamente sostituita da un ambiente palustre che testimonia lo sviluppo di una piana deltizia-costiera attraversata da canali alimentati dai fiumi Arno e Serchio come indicato dalle analisi geochimiche effettuate sui sedimenti (Amorosi et al., 2012a, 2013). I dati a disposizione nell'area in esame per MAPPA non hanno consentito una caratterizzazione paleoambientale e paleoidrografica di maggior dettaglio.

Bronzo-Ferro (circa 3800-2700 anni fa): l'instaurarsi di un vero e proprio sistema alluvionale nell'area di Pisa è testimoniato dalla sostituzione di depositi fini palustri con depositi di piana inondabile poco drenata e da un brusco e significativo aumento dell'attività fluviale, come dimostrato da corpi di canale, da isolati ad amalgamati, con spessore di 4-5 m, il cui tetto si ritrova circa a quota 5 m sotto il livello del mare (Fig. 11b). Questi canali hanno eroso le facies sottostanti, arrivando ad abbassare il limite del "pancone" fino a profondità superiori ai 10 m sul livello del mare. Tale fase di elevata attività fluviale all'interno di questa successione medio-tardo olocenica è la prima delle due riconosciute da Sarti et al. (2015a), tentativamente associate a due eventi climatici caratterizzati da un clima più umido e fresco, avvenuti rispettivamente alla transizione Eneolitico-Età del bronzo (circa 3800 anni fa) e durante l'età del ferro (circa 2900-2800 anni fa). La seconda fase di intensa attività fluviale è registrata da corpi di canale spessi fino a 5-6 m e con tetto a circa 4 m di profondità sul livello mare (Fig. 11b). La rete paleoidrografica connessa a questi canali è stata tentativamente ricostruita per l'area urbana di Pisa come riportato in figura 12. Essa appare piuttosto complessa; infatti, almeno per la parte della città di Pisa, si riconoscono due principali rami fluviali, uno che scorreva in prossimità dell'attuale corso del Fiume Arno (attivo dal passaggio all'età del bronzo fino al passaggio all'età del ferro) associato al paleoArno, e uno che scorreva più a nord, orientato E-W, associato al ramo più meridionale del paleoSerchio (attivo al passaggio all'età del bronzo), che si divideva in due rami, uno che scorreva verso est e uno con direzione N-S che si immetteva nel Fiume Arno in corrispondenza della zona Arsenali.

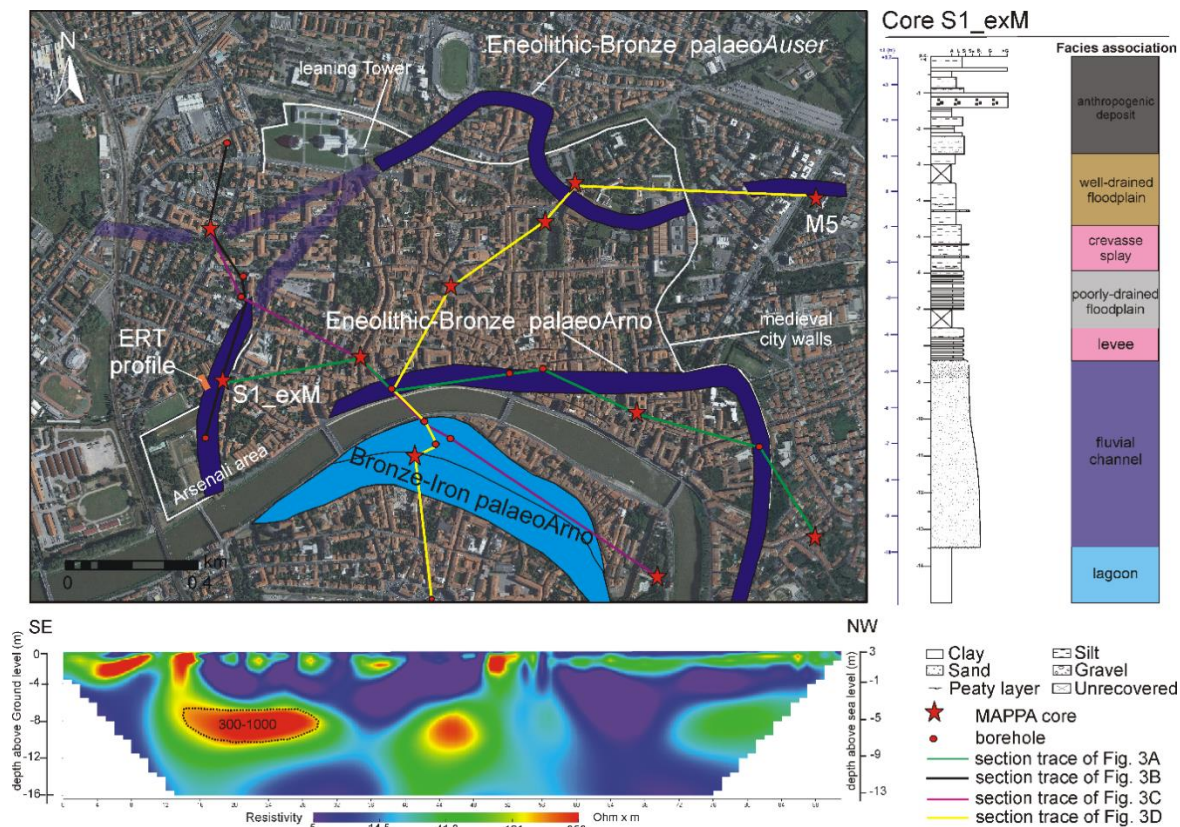


Figura 12. Ricostruzione paleoidrografica della Pianura di Pisa in età protostorica, sulla base dell'integrazione di analisi stratigrafiche e da remoto (da Sarti et al., 2015a).

Etrusco-Romano (circa 2450-1800 anni fa): lo sviluppo di una topografia così articolata durante il precedente periodo protostorico ha favorito, vicino alla confluenza dei corsi d'acqua, lo sviluppo, tra il IX e il V secolo a.C., di paludi effimere nelle zone di basso morfologico (Amorosi et al., 2012b, 2013). Queste paludi dall'estensione limitata si ritrovano principalmente nel sottosuolo cittadino di Pisa a profondità comprese tra meno tre metri e il livello del mare; alle stesse quote in altre zone della pianura comincia a svilupparsi una piana alluvionale ben drenata. Quest'ultima pare connessa ad un classico trend progradazionale delle facies, tuttavia le opere di regimazione fluviale fatte dai Romani (e.g. centuriazione) hanno certamente favorito una generale "emersione" della pianura.

Nello specifico, gli insediamenti umani nell'area di Pisa e lo sviluppo del tessuto urbano sono stati influenzati dalla morfologia del territorio, come le aree di palude effimera, circondate da rilievi quali argini fluviali che favorirono gli insediamenti etruschi nell'area pisana come testimoniano le prove di una sempre maggiore e persistente frequentazione antropica (Amorosi et al., 2013; Bini et al., 2015).

A sua volta però l'uomo, durante il periodo romano, a seguito di importanti opere di bonifica e regimazione delle acque (*Centuriato*) condizionò la rete fluviale, e favorì la scomparsa delle aree palustri e lo sviluppo nella pianura pisana di una piana ben drenata (Amorosi et al., 2013; Anichini et al., 2013; Bini et al., 2015) che risulta la facies nettamente dominante a quote superiori al livello mare, dove i depositi di argine, rotta e canale fluviale, sono concentrati in prossimità dell'attuale corso dell'Arno (Sarti et al., 2015a).

La rete idrografica in questo periodo storico non ha subito importanti variazioni rispetto all'età del bronzo, infatti il paleoArno mostra una posizione ancor più simile a quella attuale, mentre il paleoSerchio resta attivo nella porzione settentrionale della città di Pisa mantenendo grossomodo la stessa configurazione e di conseguenza una connessione con il paleoArno, in accordo con le fonti storiche (cronache di Strabone) (Bini et al., 2015).

Durante il Medioevo il paleoSerchio non scorre più nella zona urbana di Pisa, ma viene deviato più a nord da opere di canalizzazione, probabilmente con lo scopo di diminuire gli eventi alluvionali nella città.

2.4. EVOLUZIONE DELLA LINEA DI COSTA MEDIO-TARDO OLOCENICA

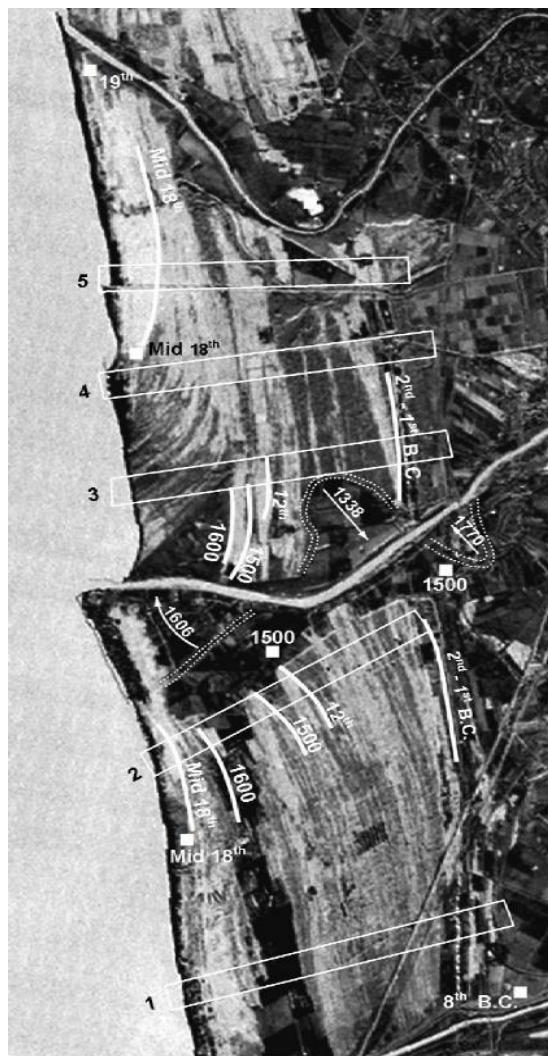


Figura 13. Immagine Landsat TM del Delta dell'Arno e dei cordoni affioranti; in bianco sono riportate le principali datazioni su base archeologica e storica (da Pranzini, 2007). Sono inoltre indicate le principali opere di rettificazione (taglio di meandro) e di deviazione (spostamento verso nord del tratto di foce) del Fiume Arno ad opera dell'uomo a partire dal Medioevo.

Dal punto di vista fisiografico la pianura costiera dell'Arno rappresenta una zona litoranea, estesa 4-7 km, costituita prevalentemente dall'alternanza di cordoni dunosi e aree depresse di intracordone, derivante dall'interazione tra dinamica costiera, eolica e fluviale (Gattiglia, 2013; fig. 13). Come si può osservare dalla tabella 1, la ricostruzione cronologica dell'evoluzione verso mare della linea di costa (e conseguentemente del sistema deltizio dell'Arno) risulta talvolta discordante tra i vari autori. Questo è dovuto alla scarsità di dati cronologici, principalmente connessi a ritrovamenti di reperti archeologici (una datazione *ante quem*), e alla mancanza di ricerche archeologiche appositamente indirizzate (Gattiglia, 2013). Per i secoli più recenti risulta fondamentale l'uso delle carte storiche. Una ricostruzione di dettaglio delle fasi di accrescimento ed erosione dei cordoni è stata eseguita da telerilevamento (Lidar) sulla base dei loro rapporti geometrici (Pranzini, 2007). Il più orientale, e quindi più antico di questi cordoni è stato tentativamente datato all'VIII secolo a.C. sulla base del ritrovamento di resti archeologici nelle aree immediatamente retrostanti; questo cordone presenta, insieme agli altri immediatamente successivi, un importante sviluppo verticale che testimonia una fase di lenta progradazione riconducibile alle prime fasi di sviluppo del delta durante il periodo etrusco-romano

(Pranzini, 2007). Varie fasi dell'evoluzione della piana costiera sono state associate da Pranzini (2007) a periodi storici che hanno condizionato in maniera significativa l'uso del suolo delle aree a monte del delta, e di conseguenza la quantità di sedimento in grado di alimentare il sistema deltizio.

Attualmente il Delta dell'Arno è in erosione (1300 m dalla metà del XIX secolo), questo a causa del rimboschimento, di opere di sbarramento fluviale e di rimozione di sedimenti dai fiumi (Pranzini, 2007). Tale processo è particolarmente evidente in destra d'Arno, dove il set di cordoni datati al XVII secolo risultano fortemente erosi.

Tabella 1. Tabella comparativa del posizionamento della linea di costa dall’VIII secolo a.C. al XVI secolo d.C. per il Delta dell’Arno e del Serchio (da Gattiglia, 2013). Gli stessi cordoni risultano talvolta datati a secoli differenti.

Ubicazione linea di riva	Autori	cronologia
Nord Serchio		
Limite occidentale del cotone della Lama Larga	CECCARELLI LEMUT et alii 1994	XVI secolo d.C.
Limite orientale Cotone delta della Lama dei Ginepri	CAR.G. 1:10.000 C.T.R. 272040	XIII secolo d.C.
	CAR.G. 1:10.000 C.T.R. 272080	
Limite orientale Cotone della Lama Larga	CAR.G. 1:10.000 C.T.R. 272040	XII secolo d.C.
Limite orientale Cotone delle Vacche	CAR.G. 1:10.000 C.T.R. 272080	
Limite orientale del Cotone della Lama Larga	CECCARELLI LEMUT et alii 1994	Post XI secolo d.C. (B. Med.)
Limite occidentale del Cotone del Palazzo	CECCARELLI LEMUT et alii 1994	VIII/V secolo a.C.
Nord Arno		
Limite occidentale del Cotone Ferdinando	MAZZANTI, PASQUINUCCI 1983	XVI secolo d.C.
	DALL’ANTONIA, MAZZANTI 2001	
	CECCARELLI LEMUT et alii 1994	
Limite orientale del Cotone dei Ginepri	DELLA ROCCA et alii 1987	
	PRANZINI 2007	
Limite orientale Cotone dei Ginepri	CAR.G. 1:10.000 C.T.R. 272120	XV secolo d.C.
Limite occidentale del Cotone delle Vacche	DALL’ANTONIA, MAZZANTI 2001	XIV secolo d.C.
	PRANZINI 2007	
Limite orientale del Cotone Ferdinando	DELLA ROCCA et alii 1987	XII secolo d.C.
	PASQUINUCCI 1988	
	CAR.G. 1:10.000 C.T.R. 272120	
Limite orientale del Cotone delle Vacche	PRANZINI 2007	
Limite orientale del Cotone Ferdinando	CECCARELLI LEMUT et alii 1994	Post XI secolo d.C. (B.Med.)
Limite occidentale del Cotone delle Cascine	MAZZANTI, PASQUINUCCI 1983	II/I secolo a.C.
	DELLA ROCCA et alii 1987	
	PASQUINUCCI 1988	
	DALL’ANTONIA, MAZZANTI 2001	
	PRANZINI 2007	
Limite occidentale Cotone delle Cascine	CECCARELLI LEMUT et alii 1994	VIII/V secolo a.C.
Sud Arno		
Cotone ad ovest della Lama Larga	MAZZANTI, PASQUINUCCI 1983	XVI secolo d.C.
	DELLA ROCCA et alii 1987	
	PRANZINI 2007	
Vicinanza della torre a Foce (odierna Torretta)	CECCARELLI LEMUT et alii 1994	
Limite occidentale del Cotone del Bassetto	DALL’ANTONIA, MAZZANTI 2001	
Limite occidentale Nuova Lama Larga	CAR.G. 1:10.000 C.T.R. 272120	XV secolo d.C.
Limite occidentale del Cotone del Mancino	DALL’ANTONIA, MAZZANTI 2001	XIV secolo d.C.
Limite occidentale Nuova Lama Larga Limite orientale del Cotone Bassetto	CAR.G. 1:10.000 C.T.R. 272160	XII secolo d.C.
	DELLA ROCCA et alii 1987	
	PASQUINUCCI 1988	
	CAR.G. 1:10.000 C.T.R. 272120	
	CAR.G. 1:10.000 C.T.R. 272160	
Limite orientale Cotone del Bassetto	CECCARELLI LEMUT et alii 1994	post XI secolo d.C. (B.Med.)
Limite occidentale del Cotone S. Guido – La Bigattiera	MAZZANTI, PASQUINUCCI 1983	II/I secolo a.C.
	DELLA ROCCA et alii 1987	
	DALL’ANTONIA, MAZZANTI 2001	
	PASQUINUCCI 1988	
	PRANZINI 2007	
Limite occidentale del Cotone S. Guido – La Bigattiera	CECCARELLI LEMUT et alii 1994	VII/V secolo a.C.

3. APPROCCIO METODOLOGICO

Al fine di acquisire un quadro geologico-stratigrafico della Pianura di Pisa è stata effettuata la raccolta e la revisione critica della bibliografia esistente, attraverso la quale è stato inoltre possibile delineare i limiti dell'area di studio.

In seguito all'analisi di una banca dati di indagini geognostiche preesistente sono stati creati dei log stratigrafici, di cui sono state interpretate le facies, e successivamente, attraverso la realizzazione di sezioni stratigrafiche, queste facies sono state correlate, permettendo la ricostruzione dell'architettura deposizionale. I log di queste sezioni sono stati successivamente utilizzati per la creazione di una nuova banca dati sul software Petrel e, mediante l'importazione di superfici chiave riconosciute nelle sezioni stratigrafiche, è stato possibile implementare il modello stratigrafico con la realizzazione di tre mappe.

3.1. DEFINIZIONE DELL'AREA DI STUDIO

La definizione dell'area di studio si è basata sull'individuazione di importanti elementi morfologici, affioranti e sepolti, che hanno svolto un ruolo chiave nell'evoluzione ed estensione della laguna medio-tardo olocenica, così come nelle successive fasi di riempimento del bacino e conseguente passaggio ad un sistema deposizionale costiero e di pianura deltizio-alluvionale (Fig. 14). Questa fase del lavoro è stata possibile grazie alla raccolta e consultazione bibliografica di studi precedenti sull'area.

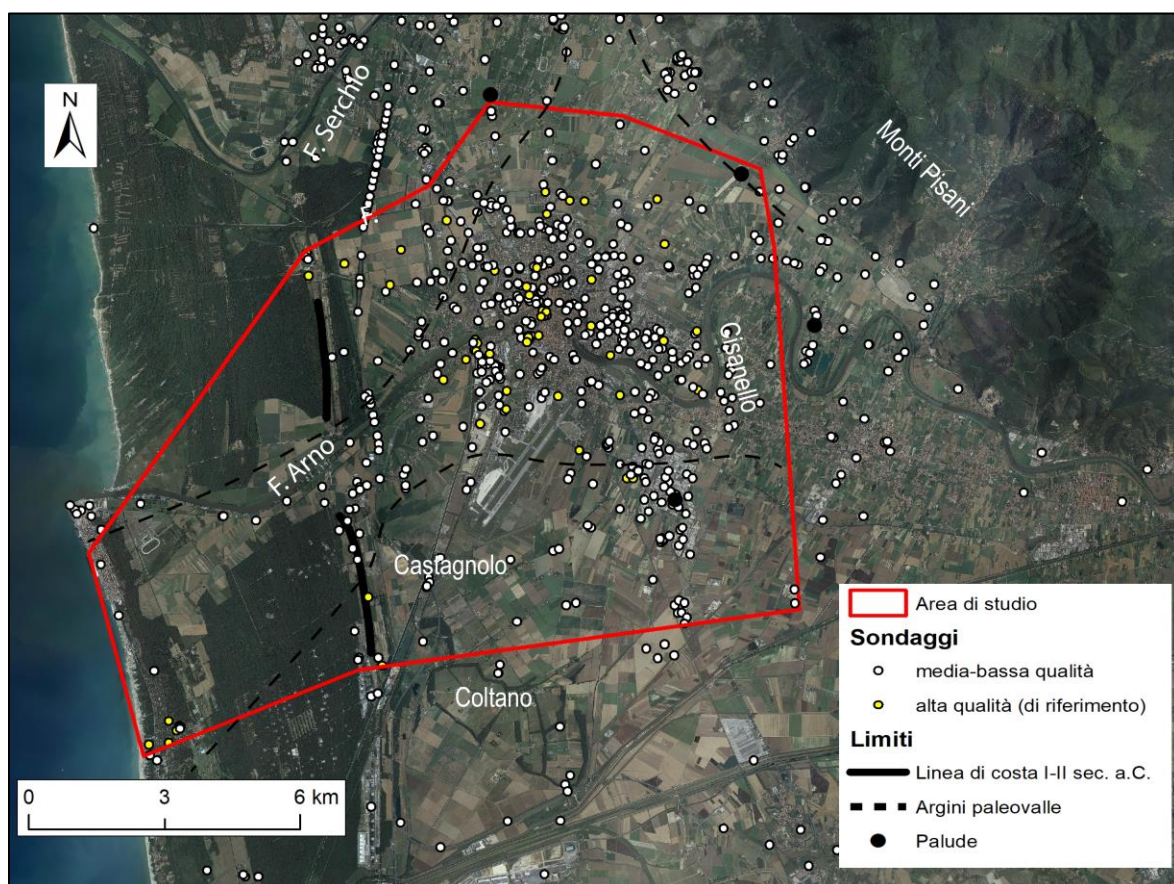


Figura 14. Limiti dell'area di studio e distribuzione spaziale dei sondaggi della banca dati utilizzata. Sono riportati gli argini della paleovalle superiore ad oggi identificati (leggermente modificata da Amorosi et al., 2013b), gli alti di Coltano e Castagnolo e la linea di riva del II-I secolo a.C. (Pranzini, 2007). Sono evidenziati in nero (palude) i sondaggi che mostrano il passaggio laterale da depositi lagunari a depositi palustri al momento della massima trasgressione marina (Amorosi et al, 2008; Rossi et al., 2011).

I principali limiti fisiografici individuati sono:

(i) i cordoni affioranti appartenenti allo *strandplain* del Delta dell'Arno. Tali cordoni, datati indirettamente tramite dati archeo-storici (paragrafo 2.4) dall'età del Ferro (VIII secolo a.C.) in avanti, rappresentano una "barriera morfologica" verso ovest per la laguna olocenica soprattutto per il settore a Nord dell'attuale corso dell'Arno. Infatti, il limite orientale del set di cordoni più interni corrisponde grossomodo alla linea di costa durante le ultime fasi trasgressive/prime fasi di *highstand*.

(ii) gli argini sepolti della paleovalle superiore ben identificati da studi precedenti (Amorosi et al., 2008, 2013b) soprattutto nel settore settentrionale attorno a 15 metri sotto il livello del mare in corrispondenza del Fiume Morto (canale artificiale a circa 2 km a nord della città di Pisa). Ad oggi l'argine meridionale è invece meno chiaramente identificato e la sua posizione ed andamento sembrano essere influenzati dai due alti morfologici di Coltano e Castagnolo (Fig. 14). Questi alti (detti localmente "isole"), che raggiungono anche i 10-15 metri sopra il livello della pianura, si sono formati prima di 40.000 anni fa, come indicato dalla presenza di industrie mustericane, e la loro origine è in buona parte ancora ignota (Sarti et al., 2015b).

(iii) fascia dei conoidi lungo il margine occidentale dei Monti Pisani delimitano ad E-NE l'area in esame (Fig. 14).

Nella porzione più prossimale della pianura immediatamente ad est del meandro di Cisanello (Fig. 14), dati stratigrafici di sottosuolo pregressi (Amorosi et al., 2008; Rossi et al., 2011; Foglio 273-Pisa, http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/273_PISA/Foglio.html) evidenziano il passaggio laterale da depositi di laguna a depositi di palude. Similmente i depositi palustri, eteropici al pancone al momento della massima ingressione marina, segnano da un punto di vista stratigrafico il margine settentrionale e quello meridionale dell'area di studio (Fig. 14).

3.2. LA BANCA DATI DI SOTTOSUOLO: CARATTERISTICHE E GESTIONE

Lo studio del sottosuolo dell'area in esame della Pianura di Pisa è stato possibile grazie alla consultazione e gestione in ambiente GIS di un'ampia banca dati geognostica preesistente, a disposizione per il presente lavoro di tesi grazie alla collaborazione con il Dipartimento di Scienze della Terra di Pisa (Prof. Sarti e Prof.ssa Bini) e alcuni Enti toscani (il Comune di Pisa, la Provincia di Pisa e l'Autorità di Bacino del Fiume Arno). Il *database*, composto da oltre 2700 dati di sottosuolo di varia natura e profondità (da 1 metro a più di 200 metri), presenta una distribuzione spaziale delle stratigrafie non omogenea. Un'elevata densità di dati è infatti riscontrabile in corrispondenza delle aree urbanizzate ed in espansione urbanistica attorno alla città di Pisa, mentre una bassa densità caratterizza le aree extraurbane adibite ad uso agricolo o rientranti in aree di parco naturalistico, come le zone immediatamente retrostanti i cordoni (Fig. 14).

La qualità della descrizione dei dati di sottosuolo risulta anch'essa estremamente variabile, principalmente in funzione della tipologia di indagine e dello scopo per il quale essa è stata eseguita (e.g., ricerca scientifica; pozzi per acqua; costruzione di edifici). La banca dati include sondaggi a carotaggio continuo, sondaggi a distruzione di nucleo, sondaggi a percussione ma anche prove penetrometriche. Queste ultime, prevalentemente prove statiche-CPT, non sono state prese in considerazione per questo lavoro in quanto spesso ubicate in prossimità di sondaggi a carotaggio continuo (sondaggi di taratura per le CPT).

Nell'area di studio (Fig. 14) fra tutti i dati di sondaggio a disposizione sono stati considerati quelli con una profondità di indagine maggiore di 20 metri, essendo la successione in esame spesso circa 20-25 m (successione medio-tardo olocenica; Amorosi et al., 2008; Rossi et al., 2011), e dotati di una buona descrizione della stratigrafia. I sondaggi effettuati ed analizzati durante il progetto MAPPA (si veda sottoparagrafo 2.3.1) sono stati presi in considerazione pur essendo poco profondi (meno di 15-10 metri), in quanto dotati di un'analisi di facies di dettaglio e di un buon controllo cronologico, fornito dall'integrazione di datazioni al radiocarbonio e dati archeologici. Alcuni sondaggi profondi 50-60 metri ma di relativa medio-bassa qualità sono stati infine utilizzati *ad hoc* per il lavoro di mappatura della superficie trasgressiva-TS che, "ricalcando" l'andamento della paleovalle superiore, fornisce utili indicazioni sullo sviluppo e la geometria della laguna olocenica.

In sintesi, i sondaggi utilizzati in questo lavoro sono circa 120 e possono essere suddivisi in tre distinte categorie, in base alla quantità e alla qualità di informazioni fornite sulla stratigrafia dei depositi attraversati:

- Alta qualità (sondaggi di riferimento circa 30). A questa categoria appartengono principalmente i sondaggi effettuati a scopo di ricerca scientifica nel corso degli ultimi 10 anni o quelli analizzati dal gruppo di ricerca di Bologna e Pisa. Essi sono caratterizzati da un'elevata mole e grado di dettaglio delle informazioni quali: granulometria, trend granulometrici, colore e consistenza dei sedimenti, tipologia dei limiti (graduale o netto), eventuale presenza di paleosuoli, livelli torbosi e materiali accessori di vario tipo (resti archeologici, materia organica e resti vegetali, concrezioni carbonatiche, ossidi di ferro e manganese, macrofossili). Questi sondaggi sono spesso accompagnati da dati micropaleontologici e/o da un'interpretazione degli ambienti deposizionali, rivista criticamente dallo scrivente, e talvolta da datazioni (al radiocarbonio o archeologiche) provenienti da lavori pubblicati (Amorosi et al., 2008, 2012a, 2014; Bini et al., 2015; Sarti et al., 2015a); il dato archeologico (resti ceramici per lo più) è utile/presente quasi esclusivamente in area urbana di Pisa e nei primi metri di sottosuolo, in particolare diventa diffuso a partire da quote attorno al livello del mare, e fornisce per il deposito che lo contiene un'informazione cronologica relativa (i.e., *ante quem*).
- Media qualità (circa 50). In questi sondaggi vengono descritti la granulometria, il colore, la consistenza, è segnalata la presenza di macrofossili, torba e concrezioni carbonatiche. Questa categoria risulta dominante per numero di sondaggi;
- Bassa qualità (circa 35). Le informazioni fornite da queste stratigrafie si limitano quasi sempre alla sola granulometria e talvolta alla consistenza.

3.3. CREAZIONE DEI LOG STRATIGRAFICI E ANALISI DI FACIES

In seguito all'analisi della banca dati in termini di distribuzione spaziale, profondità di indagine e qualità delle stratigrafie disponibili, sono stati scelti 118 sondaggi da digitalizzare ed inserire nelle sezioni stratigrafiche (paragrafo 3.4) e nel progetto Petrel (paragrafo 3.5). Nei log digitalizzati sono stati messi in evidenza la granulometria, la consistenza dei sedimenti e i componenti accessori eventualmente presenti/descritti.

La fase di lavoro successiva ha riguardato l'identificazione (o la revisione critica in caso di interpretazione già presente) delle associazioni di facies presenti in ciascun log, sulla base di specifici elementi diagnostici, come riportato in Amorosi (2006), e tramite il confronto con l'abbondante letteratura sulla successione olocenica della Pianura Pisana (e.g. Rossi et al., 2011; Amorosi et al., 2012b, 2013; Sarti et al., 2015a).

Per quanto riguarda gli elementi diagnostici, essi comprendono:

- spessore;
- contatto basale;
- litologia;
- trend granulometrico;
- consistenza di limi e argille (in alcuni casi sono riportati i valori di *pocket penetrometer*);
- colore di limi e argille (colori giallo ocracei indicano esposizione subaerea mentre grigio-blu ambienti subacquei e neri arricchimento in materia organica) non quantificato tramite i codici della tavola di Munsell;
- fossili;
- materiali accessori.

Le difficoltà maggiori riscontrate in questa fase si sono avute durante l'interpretazione dei sondaggi di minore qualità a causa della scarsità di informazioni presenti; in questi casi una revisione dell'interpretazione è stata svolta controllando i dati presenti nelle vicinanze e nello specifico durante la fase successiva di correlazione tra i log lungo profili stratigrafici (paragrafo 3.4), dove è stato possibile valutare anche i rapporti latero-verticali dei corpi sedimentari.

3.4. REALIZZAZIONE DELLE SEZIONI STRATIGRAFICHE

Per questo lavoro sono state tracciate, in ambiente GIS, nove sezioni stratigrafiche, sei delle quali orientate trasversalmente e tre longitudinalmente rispetto all'andamento generale, riportato nei lavori precedenti, della paleovalle superiore (Fig. 15), che rappresenta la principale morfo-struttura del primo sottosuolo della pianura pisana.

La scelta di orientare le sezioni in funzione della posizione del sistema di valle incisa è dovuta all'influenza che quest'ultima ha avuto, seppur in maniera indiretta e probabilmente non esclusiva, sullo sviluppo e sulla persistenza degli ambienti deposizionali durante il medio-tardo Olocene, in particolar modo sull'ambiente lagunare (Rossi et al., 2011). In funzione di questo su ogni profilo è stata mappata la superficie trasgressiva (TS) che ricalca grossomodo la paleomorfologia della valle. Oltre ad avere delle posizioni ad alto e basso angolo rispetto alla paleovalle superiore, queste sezioni sono disposte a basso angolo (sezioni trasversali) e alto angolo (sezioni longitudinali) rispetto all'altro limite morfologico principale ovvero il sistema di cordoni (paragrafo 3.1).

Le sezioni trasversali sono state tracciate sia per mettere in evidenza la variazione dell'architettura deposizionale dalla sezione più distale, tracciata lungo i primi cordoni affioranti, a quella più prossimale situata ad est della città di Pisa in prossimità del meandro di Cisanello del Fiume Arno, sia per cercare di individuare più facilmente i principali corpi di *Bay Head Delta* (BHD) che alimentavano la laguna e i canali connessi alle successive fasi di pianura costiera-deltizia e alluvionale. Il tracciamento delle sezioni longitudinali ha invece avuto come scopo quello di connettere le sei sezioni trasversali e mettere in evidenza eteropie e la migrazione dei paleoambienti avvenuta nel tempo durante la fase tardo trasgressiva e di stazionamento alto del livello del mare.

Per ciascuna traccia mappata in GIS è stata creata una sezione stratigrafica sulla quale sono state svolte le operazioni di correlazione delle facies precedentemente interpretate utilizzando criteri geometrici e l'applicazione della legge di Walther. Tale operazione ha permesso di definire i corpi deposizionali, e l'individuazione e il tracciamento di superfici di riferimento, come orizzonti sovraconsolidati (paleosuoli) e/o superfici di annegamento

(*flooding surface-FS*), utili per definire le principali fasi evolutive del sistema. La presenza su alcuni sondaggi di riferimento di datazioni assolute (datazioni al radiocarbonio) e/o relative (datazioni archeologiche *ante quem*) ha fornito un importante supporto per queste operazioni.

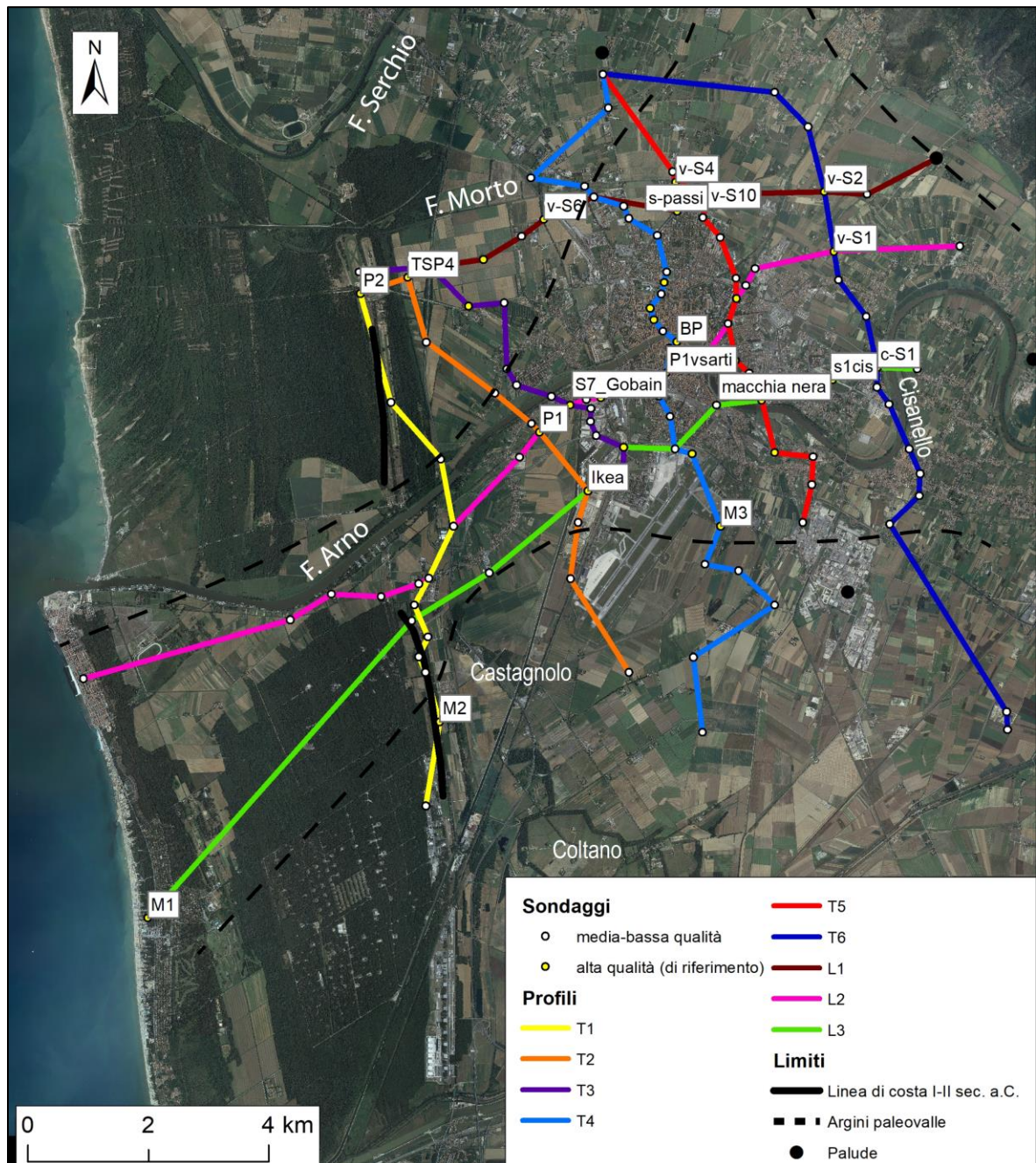


Figura 15. Traccia delle sezioni stratigrafiche realizzate per il presente lavoro di tesi, con i relativi sondaggi di riferimento evidenziati. Sono riportati anche i limiti della paleovalle superiore sulla base dei dati di letteratura (leggermente modificata da Amorosi et al., 2013b).

3.5. IMPLEMENTAZIONE DEL MODELLO DEPOSIZIONALE TRAMITE MAPPATURA DI SUPERFICI STRATIGRAFICHE IN PETREL

Allo scopo di implementare il modello stratigrafico dell'area è stato creato un nuovo progetto sul software Petrel, con lo stesso sistema di riferimento precedentemente utilizzato su QGIS (Monte Mario Italy 1), che ha permesso di realizzare per la prima volta,

mediante l'inserimento dei log digitalizzati, un database sulla Pianura di Pisa. In questo database sono state riportate le due superfici chiave riconosciute nelle sezioni stratigrafiche, rappresentanti la base e il tetto della successione lagunare/il "pancone". Quest'ultima operazione ha permesso di creare, a partire da queste superfici, tre differenti mappe:

- una mappa raffigurante la paleotopografia sulla quale si è sviluppato il sistema lagunare, fornendo informazioni sull'estensione e geometria del bacino costiero in prossimità del momento di massima trasgressione marina;
- una mappa raffigurante il tetto della successione lagunare, creata con lo scopo di mettere in evidenza l'irregolarità del tetto del pancone, in quanto queste "irregolarità" possono fornire importanti indicazioni sui processi di riempimento della laguna e quindi sulla fase di passaggio al sistema deltizio;
- una mappa di spessore della successione lagunare, creata a partire dalle superfici di base e tetto, al fine di mettere in evidenza le zone di massimo e minimo spessore di questa unità.

4. STRATIGRAFIA DELLA SUCCESSIONE MEDIO-TARDO OLOCENICA DELLA PIANURA PISANA

L'individuazione e l'analisi delle associazioni di facies (paragrafo 4.1) e dei loro rapporti latero-verticali e i relativi corpi deposizionali (paragrafo 4.2) presenti nel primo sottosuolo (circa 25 m sotto il livello del mare) dell'area di studio, ha permesso la ricostruzione dell'architettura deposizionale della successione medio-tardo olocenica della Pianura di Pisa.

4.1. ASSOCIAZIONI DI FACIES

Sebbene l'impossibilità di accedere alle carote costituisca innegabilmente un limite, la presenza di un buon numero di stratigrafie di elevata qualità riportanti descrizioni di dettaglio e disposte opportunamente nell'area di studio (sondaggi di riferimento nel paragrafo 3.2, Fig. 14) ha consentito un'analisi di facies di buon dettaglio per la successione medio-tardo olocenica.

Tenendo presente gli scopi e l'oggetto principale del lavoro di tesi, i sedimenti estuarini di riempimento della valle incisa superiore (i.e., argille e limi, localmente interrotti da intervalli sabbiosi, contenenti una variabile quantità di materia organica/resti vegetali e fossili tipici di ambiente salmastro) pur essendo stati identificati, non sono stati studiati in dettaglio. Similmente, i depositi prevalentemente sabbiosi e di origine alluvionale formati prima della formazione della valle incisa superiore (depositi più vecchi del MIS/*Marine Isotope Stage* 1) non sono stati presi in considerazione per l'analisi di facies.

Sono state distinte dieci associazioni di facies di seguito descritte e interpretate in termini di ambiente deposizionale sulla base delle caratteristiche sedimentologiche e talvolta paleontologiche, riportate nella descrizione dei sondaggi selezionati dalla banca dati (paragrafo 3.2), nonché di quelle stratigrafiche (rapporti latero-verticali). I dati di dettaglio sul contenuto malacologico e microfossilifero (ostracodi e foraminiferi bentonici) derivano dalle stratigrafie pubblicate in lavori pregressi (i.e., Rossi et al., 2011., Amorosi et al., 2013 a e b, 2014).

La successione in esame è chiusa al tetto da depositi antropici e/o terreno agricolo o di riporto dallo spessore variabile, da circa 1-2 metri in area extra-urbana a circa 2-3 metri in area urbana e sub-urbana (Fig. 16, 17, 18, 19, 20 e Fig. 28, 29, 30 e 31 in Appendice).

4.1.1. Associazione di barriera trasgressiva, spiaggia e cordone litorale

Descrizione e interpretazione

Questa associazione di facies è costituita prevalentemente da sabbie a granulometria da fine-media a grossolana di colore variabile (da grigio a nocciola) con la presenza di una frazione minoritaria in silt-argilla. Lo spessore dei depositi è estremamente variabile, da pochi metri fino a circa 15-16 metri. Nel primo caso è talvolta indicata la presenza di una superficie erosiva alla base, marcata da un *lag* conchigliare (sondaggio M1, ubicazione in Fig. 15). Nel secondo, la successione sabbiosa può mostrare una tendenza *coarsening upward* (CU). Nei sondaggi di buona qualità è riportata la presenza diffusa di frammenti di molluschi, e più raramente di gusci di molluschi indeterminati o marini. Assenti i foraminiferi e gli ostracodi, eccetto per la rara presenza di esemplari mal preservati di ambiente marino poco profondo (Aguzzi et al., 2007). Localmente sono presenti livelli di accumulo di materia organica decomposta e/o resti vegetali sparsi.

Le evidenze sedimentologiche (prevalente sabbia) e paleontologiche indicano un ambiente ad elevata energia governato principalmente dalle correnti marine/moto ondoso. Sulla base dello spessore, delle tendenze granulometriche e/o della concentrazione di gusci/frammenti di molluschi possiamo dire che entro questa associazione sono inclusi depositi di barriera trasgressiva, spiaggia e cordone litorale. I primi due sono ricchi in resti di molluschi e talvolta mostrano un limite inferiore erosivo/*lag* conchigliare. I depositi di cordone litorale mostrano gli spessori maggiori e una chiara tendenza *coarsening upward* (CU), talvolta accompagnata da una diminuzione verso l'alto nella concentrazione di frammenti di molluschi.

4.1.2. Associazione di washover e flood tidal delta

Descrizione e interpretazione

Questa associazione di facies è stata riconosciuta solo in corrispondenza di sondaggi di riferimento ubicati in prossimità dei cordoni affioranti o della linea di costa attuale (sondaggio TSP4, ubicazione in Fig. 15). Essa è composta da depositi sabbioso-limosi con spessore variabile fra circa 1 e 3 metri, organizzati o in sequenze *coarsening upward* (CU) o *fining upward* (FU). Sono abbondanti sia frammenti di molluschi sia resti vegetali. La meiofauna (ostracodi e foraminiferi bentonici) se presente è scarsa, mal preservata e mista marina-salmastra (Aguzzi et al., 2007).

Le caratteristiche sedimentologiche (granulometria e spessore) e il contenuto fossilifero permettono di associare questi depositi ad un ambiente ad alta energia all'interno di un bacino salmastro e connesso a dinamiche marine legate al moto ondoso o/e alle correnti tidali (depositi di *washover* o *flood tidal delta*). Tale interpretazione è supportata dalla posizione distale dei sondaggi dove questi depositi sono stati identificati, così come dai rapporti latero-verticali esistenti con i depositi di laguna e di spiaggia.

4.1.3. Associazione di laguna e baia

Descrizione e interpretazione

Questa associazione di facies è rappresentata da argille e argille limose da plastiche a molto plastiche (talvolta indicate come "soffici" in alcune stratigrafie e con valori di *pocket penetrometer* di 0,2) di colore grigio, grigio azzurro e blu, talvolta intercalate da sottili livelli sabbiosi. Sono presenti abbondanti gusci di molluschi, isolati o concentrati in *lag* conchigliari, rappresentati principalmente da valve, disarticolate o in posizione di vita, di *Cerastoderma glaucum*, una specie tipica di ambienti salmastri. In generale nei sondaggi di riferimento è presente un'abbondante associazione fossilifera dominata da *C. glaucum*, *Cyprideis torosa* e *Ammonia tepida*-*Ammonia parkinsoniana* (Rossi et al., 2011; Amorosi et al., 2014).

È comune la presenza di materia organica che si ritrova principalmente accumulata in livelli scuri più o meno frequenti; sono più rari i resti vegetali.

Le caratteristiche sedimentologiche indicano un ambiente deposizionale semi-protetto a bassa energia/prevalente decantazione e con un buon contenuto in materia organica. L'associazione fossilifera rinvenuta in questa associazione è quella tipica dei bacini costieri di retrobarriera mediterranei. Queste caratteristiche indicano dunque un ambiente lagunare. Tuttavia, in prossimità dei cordoni affioranti, i rapporti latero-verticali con i depositi di spiaggia suggeriscono l'inclusione in questa associazione di facies anche di depositi di baia.

4.1.4. Associazione di bay-head delta

Descrizione e interpretazione

Questa associazione di facies è caratterizzata da una granulometria variabile, dove le sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi rappresentano la componente dominante, mentre le argille e i limi risultano subordinati e talvolta assenti.

La colorazione di questi sedimenti è generalmente grigia, grigia azzurra, con locali screziature ocracee nel caso dei sedimenti più grossolani, mentre i sedimenti più fini mostrano una colorazione variabile dal grigio, grigio azzurro al nerastro.

Resti vegetali, livelli organici e fossili, sia gasteropodi che lamellibranchi (se specificati *C. glaucum*), interi o frammentati, risultano abbastanza comuni in questi sedimenti. Lo spessore è estremamente variabile da circa 2 a 7 metri. Il contenuto micropaleontologico è assente o caratterizzato da scarsi esemplari di ostracodi dulciacquicoli e salmastri (Amorosi et al., 2009).

Le caratteristiche sedimentologiche (i.e., granulometria, presenza di fossili e materia organica, scarse evidenze di esposizione subaerea) indicano per questa associazione un ambiente deposizionale costiero ad alta ma variabile energia, verosimilmente connessa ad input fluviali. I rapporti di latero-verticalità con i depositi lagunari permettono di affermare che questa associazione rappresenta la parte più distale di un sistema di *bay-head delta*.

4.1.5. Associazione di palude

Descrizione e interpretazione

Questa associazione di facies è costituita da argille e argille limose da plastiche a molto plastiche, spesse mediamente di 2-3 metri (spessore massimo di circa 10 metri), di colore grigio scuro o nero, talvolta intervallate da livelli centimetrici, e più raramente decimetrici, di sabbie limose. Il colore scuro dei sedimenti è dovuto alla presenza abbondante di materia organica presente sia in maniera diffusa su tutta l'unità, sia concentrata in sottili livelli che talvolta arrivano a formare degli intervalli torbosi. Risultano inoltre numerosi i frammenti vegetali e legnosi. Dal punto di vista macro e microfossilifero questi sedimenti risultano estremamente poveri, in pochissimi casi sono stati rinvenuti gusci di gasteropodi e ostracodi dulciacquicoli/ipoalini (Amorosi et al., 2013a).

L'elevata plasticità di questi sedimenti, il colore molto scuro e l'abbondanza di materia organica sono facilmente associabili ad un ambiente deposizionale a bassa energia (senza il quale non si sarebbe potuta accumulare così tanta materia organica) e prevalentemente anossico (fattore ambientale che ha reso possibile la conservazione della materia organica). Queste caratteristiche sono tipiche di un ambiente palustre probabilmente soggetto a significativi apporti continentali vista l'assenza di fossili salmastri.

4.1.6. Associazione di canale fluviale e canale distributore

Descrizione e interpretazione

Questa associazione di facies è costituita da una successione metrica di sabbie da fini a grossolane, a tratti debolmente limose, di colore variabile dal grigio al beige, talvolta organizzate in sequenze *finig upward* (FU). Nei sondaggi di elevata qualità viene talvolta indicata la natura erosiva del limite inferiore. Lo spessore varia da 1 ai 9/10 metri. Sono

localmente descritti resti vegetali, frammenti di legno e livelli organici, più rari i gusci e i frammenti di molluschi così come i noduli di ferro-manganese.

Le caratteristiche sedimentologiche sopra descritte sono tipiche di una successione di riempimento di canale. Tuttavia, in base allo spessore e ai materiali accessori, e alla posizione stratigrafica rispetto alle altre associazioni di facies, si possono distinguere una facies di canale distributore (spessore compreso tra circa 1 e 4 metri; maggiore e diffusa presenza di materia organica e rapporti latero-verticali con depositi di palude) e una facies di canale fluviale (spessore compreso tra circa 2 e 9 metri; presenza di ossidi e rapporti latero-verticali con la piana inondabile).

4.1.7. Associazione di argine e rotta fluviale

Descrizione e interpretazione

Questa associazione di facies è costituita da silt sabbioso, sabbia siltosa e sabbie fini, talvolta descritti come organizzati sia in sequenze *coarsening-upward* (CU) sia in alternanze ritmiche decimetriche. La sovrapposizione di questi depositi può portare, in alcuni rari casi, ad accumuli superiori agli 8 metri di spessore. In questi sedimenti, il cui colore è solitamente variabile dal giallo al grigio, si possono ritrovare resti vegetali e legnosi, livelli arricchiti in materia organica, ossidi di ferro e manganese e più raramente molluschi interi o in frammenti.

Le granulometrie osservate e la loro organizzazione, così come il contenuto in materiale accessorio, sono caratteristiche tipiche di un ambiente alluvionale soggetto a frequenti variazioni di energia per esondazione dal canale fluviale. Questa associazione è interpretata come di rotta/argine fluviale. Solo in corrispondenza dei sondaggi di migliore qualità è possibile distinguere corpi di ventagli di rotta (con tipica sequenza CU) da corpi di argine (con le alternanze cicliche di limo e sabbia).

4.1.8. Associazione di piana inondabile non drenata

Descrizione e interpretazione

Questa associazione di facies ha uno spessore medio variabile tra 1 e 4 metri di argille e argille limose talvolta indicate come plastiche, grigie/grigie chiare, raramente intervallate da livelli limoso-sabbiosi al massimo centimetrici.

La materia organica, se presente, è descritta spesso come accumulata in livelli. Resti vegetali e frammenti di legno sono talvolta presenti. I molluschi (gusci di gasteropodi) risultano rari in questa successione; al contrario, isolati noduli carbonatici di spessore centimetrico sono piuttosto diffusi. Solitamente assenti altre evidenze di pedogenesi. Assenti pure i microfossili (Amorosi et al., 2013a).

La granulometria fine, unitamente alla presenza di noduli carbonatici suggeriscono una sedimentazione per prevalente decantazione in un contesto alluvionale, intervallata da rari eventi a maggiore energia come testimoniato dagli intervalli più grossolani. La consistenza plastica (o comunque non indurita) e il colore grigio, così come l'assenza di forme di ossido-riduzione, sono il risultato di uno scarso drenaggio, e forse di frequenti fenomeni di esondazioni, che hanno favorito brevi periodi di esposizione subaerea. L'interpretazione che ne consegue è quella di una piana inondabile non drenata.

4.1.9. Associazione di piana inondabile

Descrizione e interpretazione

Questa associazione di facies è formata da argille e argille limose gialle-brunastre o marroni di consistenza non plastica, spesso compatta, occasionalmente interrotte da livelli sabbiosi centimetrici o decimetrici. Lo spessore medio di questa unità è di 2-3 metri, ma può raggiungere i 7 metri. È caratteristica la presenza diffusa di noduli calcarei e ossidi di ferro e manganese, mentre i resti vegetali e i fossili (frammenti di molluschi) sono estremamente rari. Presenti localmente livelli induriti.

Le caratteristiche sedimentologiche indicano un ambiente alluvionale a bassa energia, intervallato da qualche evento di energia maggiore, mentre l'elevata consistenza e la presenza di noduli carbonatici e ossidi di ferro e manganese, il colore e la presenza di livelli induriti suggeriscono fasi di prolungata esposizione subaerea a differenza della piana inondabile non drenata. Queste caratteristiche sono riferibili ad un ambiente di piana inondabile.

4.1.10. Associazione di piana costiera-alluvionale

Descrizione e interpretazione

Questa associazione di facies è piuttosto complessa nella sua struttura essendo caratterizzata da depositi prevalentemente fini (argille e silt, silt sabbiosi) di consistenza varia (da compatta a plastica) e di vari colori (i.e., grigio, grigio azzurro, grigio verdastro, grigio scuro, beige-giallo), e subordinatamente da sabbie argillose e sabbie solitamente a grana fine di color grigio, grigio scuro e grigio verdastro. Lo spessore totale dell'associazione si attesta attorno a 8 metri.

Nei sedimenti più fini è abbastanza comune ritrovare uno o più livelli induriti (probabili incipienti paleosuoli), e/o altre evidenze di esposizione subaerea quali ossidi di ferro e manganese, diffuse concrezioni carbonatiche e screziature giallastre. Più raramente sono presenti livelli scuri, ricchi in materia organica e resti vegetali/frammenti di legno, così come la presenza di frammenti di molluschi. Nei sondaggi di alta qualità, e in particolare in quelli di riferimento (e.g., P1; M3 e v-S4; per ubicazione si veda Fig. 15), è piuttosto evidente una fitta alternanza (talvolta decimetrica) di depositi induriti (con valori di pocket penetrometer fino a 3.5), contenenti figure di ossido-riduzione e noduli carbonatici, con depositi meno consistenti ricchi in materia organica. I primi risultano sterili ad un'analisi del contenuto microfossilifero, i secondi mostrano talvolta una ostracofauna dulciacquicola-ipoalina (Amorosi et al., 2009; 2014).

Le caratteristiche sedimentologiche e paleontologiche, la loro variabilità e il notevole spessore dell'associazione, unitamente alla fitta alternanza di differenti litofacies all'interno degli intervalli a granulometria fine, suggeriscono un ambiente deposizionale al passaggio fra un contesto costiero ed uno alluvionale. Nello specifico, la presenza di elementi come paleosuoli, ossidi di ferro-manganese, e noduli carbonatici, è indicativa di una pianura alluvionale caratterizzata da zone più o meno drenate. Tuttavia, argille grigio scure con frequenti resti vegetali e livelli organici testimoniano condizioni paludose o quantomeno stagnanti.

Tali osservazioni, unitamente alla scarsità di depositi grossolani, permettono di interpretare questi depositi in termini di piana costiera-alluvionale. Purtroppo, la mancanza di un maggior numero di stratigrafie di elevata qualità non permette al momento di dettagliare ulteriormente l'interpretazione di questa associazione.

4.2 ARCHITETTURA DEPOSIZIONALE

La realizzazione di nove sezioni stratigrafiche, sei delle quali orientate approssimativamente S-N (trasversalmente/ad alto angolo rispetto al corso attuale del Fiume Arno; Fig. 15), e le restanti tre orientate approssimativamente E-W (longitudinalmente/a basso angolo rispetto al corso attuale del Fiume Arno; Fig. 15), ha permesso la ricostruzione dell'architettura deposizionale della successione medio-tardo olocenica sepolta nei vari settori della pianura pisana, da quelli più distali caratterizzati dalla presenza di depositi litorali, a quelli più prossimali caratterizzati da depositi a maggior affinità alluvionale.

A scopo esplicativo, di seguito è riportata la descrizione di tre sezioni trasversali, rappresentative dei settori distale (T1), intermedio (T4) e prossimale (T6), e due sezioni longitudinali che li collegano (L1 e L2). Le restanti sezioni stratigrafiche sono riportate in appendice e la loro similitudine, in termini di architettura deposizionale, rispetto a quelle prescelte è richiamata in testo.

Settore distale (Figura 16)

La sezione T1, lunga circa 9,5 km, è stata tracciata parallelamente ai primi set di cordoni affioranti, sia a Nord sia a Sud dell'attuale corso del Fiume Arno, datati archeologicamente *ante* II-I secolo a.C. (Fig. 13 e Tabella 1). La sezione, riportata in figura 15, interpola due sondaggi di riferimento (M2 e P2).

La superficie trasgressiva connessa all'attuale interglaciale (TS) è individuata al passaggio tra le sabbie glaciali e depositi costieri ricchi in materia organica e/o fossili. La TS è localizzata a circa 16-14 m sotto il livello del mare nelle zone laterali della sezione, in corrispondenza dei sondaggi M2 e P2, e si approfondisce fino a oltre 30 metri fra i chilometri 2,5 e 2,9 della sezione, evidenziando di fatto la zona centrale della valle incisa superiore in accordo con le ricostruzioni di Amorosi et al. (2008).

Entro la successione in esame, al passaggio fra il riempimento e il post-riempimento della paleovalle, l'associazione di facies dominante è quella di spiaggia/cordone litorale e secondariamente di laguna/baia.

Si possono distinguere due tipologie di impilamento di facies, uno osservabile per 3-4 km nella parte centrale della sezione, in prossimità dell'attuale corso del Fiume Arno, e un altro in corrispondenza dei settori meridionale e settentrionale del profilo; si noti che la parte centrale rappresenta la porzione più prossimale della sezione (Fig. 15).

A profondità comprese tra circa 16 e 11 m sotto il livello del mare (s.l.m.), sono presenti corpi sabbiosi di spiaggia, lateralmente discontinui e spessi mediamente 4 m, interpretati come le barriere trasgressive che sbarravano a mare la laguna pisana retrostante come evidenziato in sezione T2 (Fig. 28 in Appendice) e nelle sezioni di seguito descritte. I corpi di barriera sono interrotti lateralmente da sedimenti argillosi e fossiliferi associabili a bocche di laguna (*inlet*) o più in generale alla porzione più esterna di un sistema lagunare. Superiormente, nella parte centrale della sezione si sviluppano 7-8 m di depositi lagunari/baia passanti lateralmente a depositi di spiaggia-cordone del medesimo spessore e verso l'alto attorno a 4 m s.l.m. sono sormontati da 3-4 m di depositi palustri. Al loro interno sono presenti due corpi di riempimento di canale spessi circa 1,5 m e verticalmente sovrapposti, di cui quello inferiore è interpretabile come un canale distributore, mentre quello superiore è stato interpretato come canale fluviale sulla base dei soprastanti sedimenti di piana inondabile non drenata che chiudono gli ultimi 2 metri della successione. Nelle zone laterali della sezione, sia a sud che a nord, a partire dagli 11 m s.l.m. sono presenti esclusivamente depositi di spiaggia/cordone che mostrano, in corrispondenza dei

sondaggi di riferimento, un'evidente diminuzione da circa 4 m s.l.m. nel contenuto in gusci e frammenti di molluschi (passaggio a spiaggia emersa?).

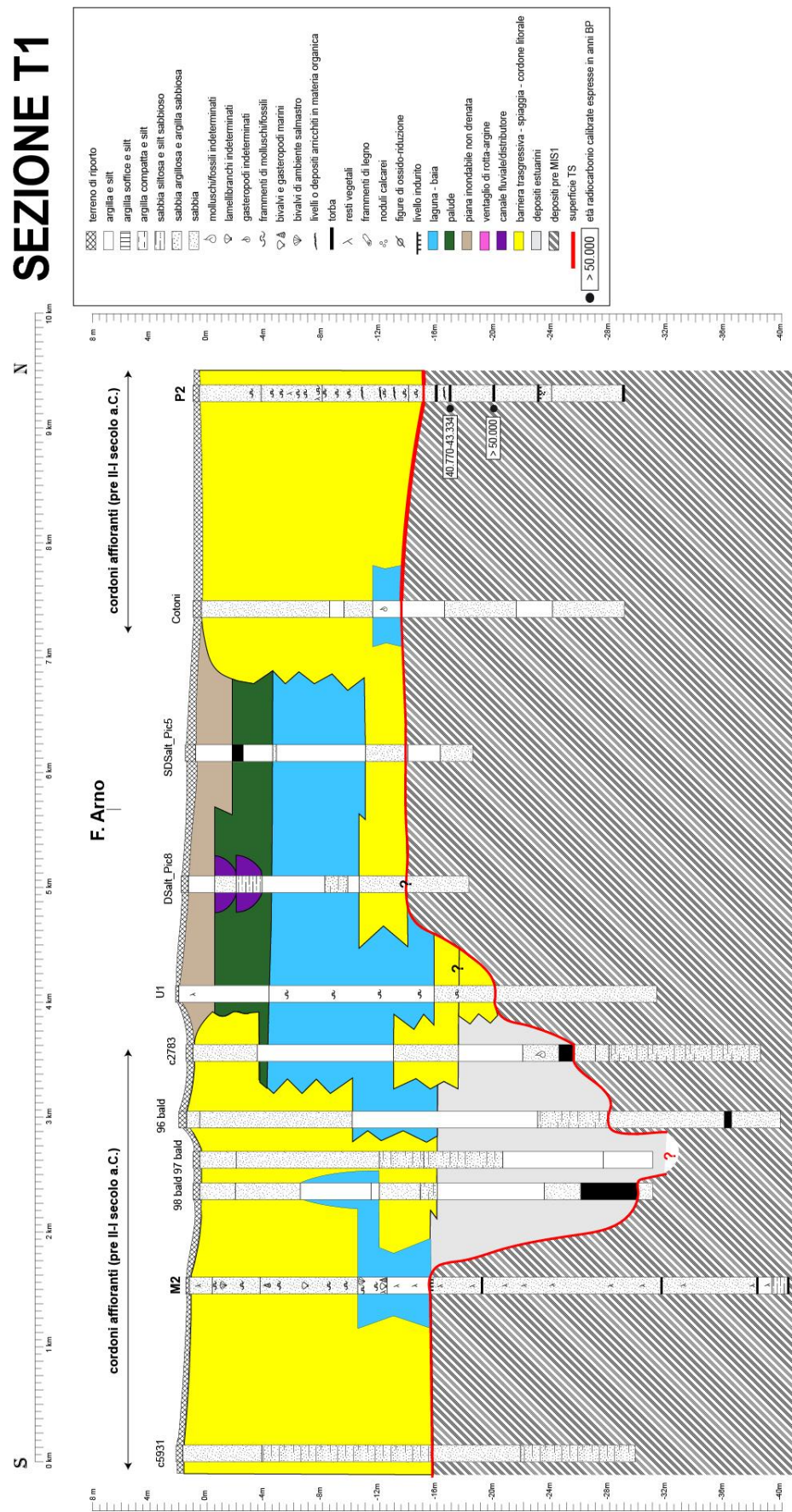


Figura 16. Sezione stratigrafica trasversale distale, la cui traccia è visibile in figura 15. In grassetto sono riportati i sondaggi di riferimento e i principali elementi morfologici.

Settore intermedio (Figura 17)

La sezione T4 ha una lunghezza di circa 16 km, parte dalla zona di Coltano a sud, passa attraverso la città di Pisa e termina a circa 2 km a nord del Fiume Morto (Fig. 15). La sezione, riportata in figura 17, interpola nove sondaggi di riferimento.

La superficie trasgressiva (TS) in questo profilo è posizionata al tetto di spesse successioni continentali glaciali talvolta chiuse al top da argille indurite e depositi argilloso limosi costieri spesso con fossili. La morfologia della TS mostra, nella sua parte più profonda, una profondità di circa 40 m (tra circa 9 e 11,5 km) che verso nord sale rapidamente ad una quota di circa 22 m s.l.m. mantenendo un andamento regolare sub-orizzontale fino all'estremità nord del profilo. Un profilo terrazzato invece caratterizza il fianco meridionale, con due vaste zone sub-pianeggianti riconosciute alle quote di circa 20 e 14-16 m s.l.m., e una terza alla quota di circa 3 m s.l.m. nell'estremità meridionale del profilo, che probabilmente risente del disturbo di Coltano, che di fatto rappresenta un limite morfologico affiorante (si vedano i paragrafi 2.2 e 3.1).

In questa sezione l'area di sottosuolo in esame esordisce con l'associazione di facies di piana costiera-alluvionale che poggia sia sui depositi estuarini sia direttamente sulla superficie TS in corrispondenza degli interfluvi della valle incisa superiore. Questa unità è riconoscibile lungo quasi tutta la lunghezza del profilo pur mostrando uno spessore variabile (spessore medio di circa 3-4 m con un massimo di circa 8 m), fa eccezione la zona in corrispondenza del depocentro della valle, dove questa associazione pare interrompersi o probabilmente la presenza di un solo sondaggio di bassa qualità a quelle profondità non ne permette l'identificazione. Il limite superiore in questo profilo passa da 12 m sotto il livello del mare nella parte più meridionale, a circa 16 m in quella settentrionale, attestandosi al passaggio fra la successione di riempimento e quella di post-riempimento della valle incisa. In corrispondenza del sondaggio M3 la datazione al radiocarbonio permette di collocare la porzione superiore di questi depositi attorno agli 8800 anni calibrati fa.

Al di sopra di questa superficie, evidenziata da un paleosuolo in corrispondenza di M3, si sviluppano circa 8 m di successione lagunare (localmente denominata pancone) passanti superiormente e lateralmente, in prossimità dei limiti sud e nord del profilo, a depositi di palude; un'architettura simile è visibile anche nel profilo T3 (Fig. 29 in Appendice) posto circa a 2,5 km più verso mare.

Al tetto dei depositi lagunari sono stati individuati tre corpi sabbiosi principali di *bay-head delta*. Un primo corpo, di spessore variabile tra 2 e 4 m e un'estensione superiore a 2 km, si osserva nel settore settentrionale dell'area di studio, in corrispondenza dell'attuale percorso del Fiume Morto, a partire da 11,5 m s.l.m. nella parte più settentrionale, e circa 8 m nella parte più meridionale; la continuità di questo corpo sembra interrompersi in corrispondenza del sondaggio D_308. Un secondo corpo è visibile nel settore centrale della sezione, in corrispondenza della città storica di Pisa e del corso attuale del Fiume Arno; questo corpo, con base a profondità comprese tra 9 e 8 m, mostra uno spessore medio di circa 2 m e un'espansione laterale di circa 2,5 km interrotta localmente dall'incisione di canali fluviali. Il terzo corpo di *bay-head delta* è localizzato nel settore meridionale dell'area di studio, compare a circa 11 m sotto il livello del mare e si sviluppa verticalmente per 5 m; mostra un'estensione laterale di circa 1 km.

Superiormente, i corpi di *bay-head delta* e le argille lagunari sono sovrastate da una successione palustre che si sviluppa alla profondità compresa tra 5-7 m s.l.m.; in corrispondenza della zona centrale della sezione (attuale area urbana Pisa), si osservano gli spessori minimi di questa successione (circa 2 m) che tendono progressivamente ad aumentare verso i margini settentrionale e meridionale della sezione. Questa successione palustre è datata nella zona intermedia da datazioni al radiocarbonio fra circa 5000-4000

anni calibrati fa (si vedano i sondaggi Mappa 8 in sezione T4, figura 17, e Mappa 3 in sezione T3 in Appendice, Figura 29). Questa associazione di facies, prevalentemente argillosa, è localmente interrotta da isolati e rari canali distributori di forma lenticolare e spessore medio inferiore ai 2 m, che sembrano mantenere la stessa configurazione idrografica che alimenta i sottostanti corpi di *bay-head delta*.

I depositi palustri passano verso l'alto a depositi di piana inondabile non drenata a quote diverse lungo il profilo: nella parte meridionale a circa un metro sotto il livello del mare, nella parte settentrionale a circa 3 m sotto il livello del mare e in prossimità della città di Pisa a circa 5 metri. In corrispondenza o in prossimità dell'attuale corso dell'Arno si concentrano corpi di ventagli di rotta, argine e di canale fluviale; questi ultimi di spessore variabile tra 2 e 7 m possono arrivare ad incidere i sottostanti depositi di palude e laguna. Datazioni al radiocarbonio indicano per questa fase di incisione e riempimento di canale un'età compresa fra circa 3000-2700 anni calibrati fa.

All'interno della pianura non drenata si osserva lo sviluppo di una palude effimera, molto ristretta arealmente nella zona nord dell'attuale città di Pisa, tra le quote di circa 2 s.l.m. e 0,5 m sopra il livello del mare. Datazioni al radiocarbonio (si veda il sondaggio Mappa 26) e resti ceramici (Amorosi et al., 2013a) indicano per queste paludi un'età etrusca.

Il successivo sviluppo della piana inondabile (ben drenata) datato al periodo Romano per la presenza di resti ceramici del II-I secolo a.C. (Amorosi et al., 2013a) risulta piuttosto irregolare lungo il profilo, infatti si osservano zone dove questi depositi superano i 4 m di spessore e altre dove persistono le condizioni non drenate. In questo livello stratigrafico si osserva la presenza diffusa di corpi di argine e ventaglio di rotta in corrispondenza dell'attuale corso dell'Arno.

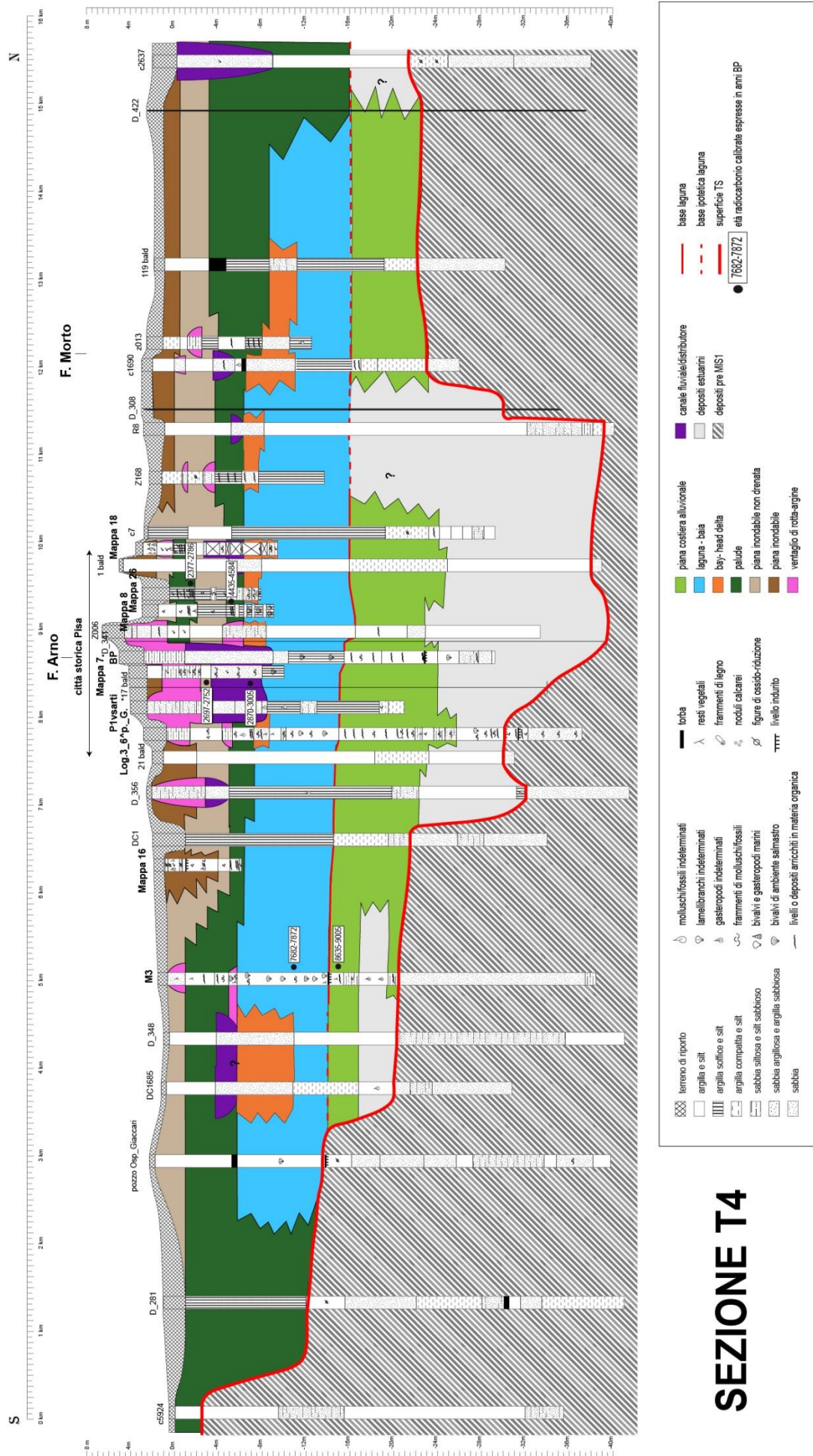


Figura 17. Sezione stratigrafica trasversale della porzione intermedia dell'area di studio, la cui traccia è visibile in figura 15. In grassetto sono riportati i sondaggi di riferimento e i principali elementi morfologici naturali e antropici.

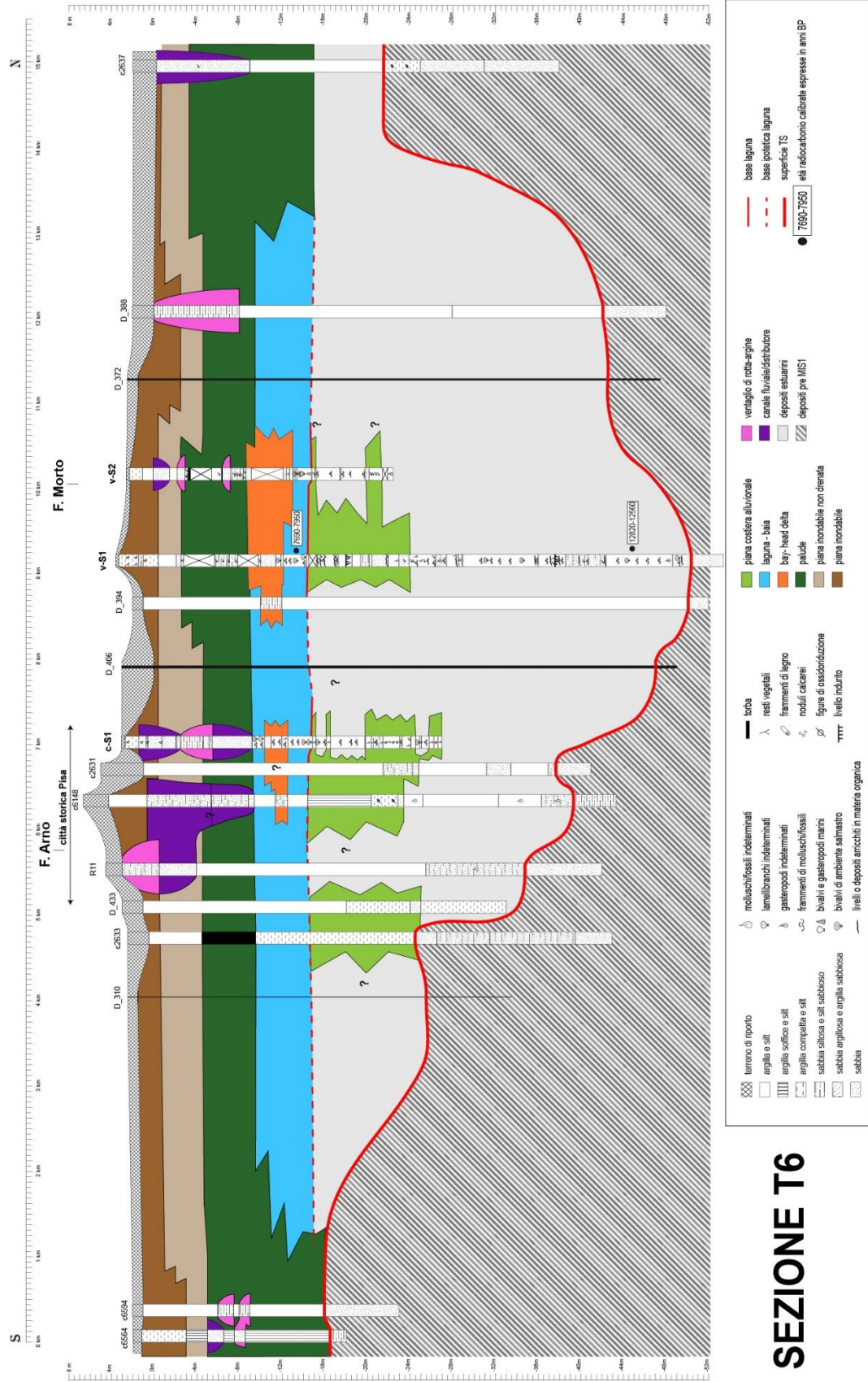
Settore prossimale (Figura 18)

La sezione T6 è lunga circa 5 km ed è situata a 3-3,5 km ad est rispetto alla sezione T4 (Fig. 15). La sezione, riportata in figura 18, interpola tre sondaggi di riferimento.

La superficie trasgressiva (TS), in questa sezione raggiunge una profondità massima di circa 50 m sotto il livello mare in corrispondenza del sondaggio v-S1, dove le sabbie pre MIS1 sono chiuse al top da sabbie fossilifere datate, tramite fossili, a circa 13000 anni calibrati fa. La geometria della TS mostra due zone di argine in corrispondenza dei limiti settentrionali e meridionali del profilo, le cui quote si attestano rispettivamente a circa 21 e 16 m, evidenziando una maggiore ampiezza della valle incisa in questa porzione più prossimale.

L'architettura deposizionale della successione in esame è piuttosto simile a quella descritta per la sezione precedente T4 (Fig. 17); le principali differenze sono di seguito così riassunte:

- apparente minore estensione laterale del corpo di piana costiera-alluvionale, il cui tetto si attesta attorno ai 15 m s.l.m.. Questa minore continuità lungo il profilo potrebbe essere in parte dovuta alla minore presenza di sondaggi di elevata qualità rispetto alla sezione precedente;
- un minore spessore della successione lagunare che in questa zona della pianura raggiunge al massimo 6 m e una quota del limite superiore di circa 9 m s.l.m.;
- sono presenti due corpi di *bay-head delta*. Il corpo più a nord in corrispondenza dell'attuale Fiume Morto mostra dimensioni (spessore di circa 4 m) e quota della base (circa 13 m s.l.m.) simili a quello identificato anche in T5 (Fig. 30 in Appendice), e leggermente differenti rispetto a quello visibile in T4, che risulta meno spesso (circa 2 m) e si imposta ad un livello stratigrafico più alto (circa 11 m s.l.m.); mentre quello che si sviluppa in prossimità dell'attuale Fiume Arno mostra un'espansione laterale minore (circa 1 km) e si colloca a profondità differenti (fra circa 12,5 e 10,5 m s.l.m.) rispetto alla sezione T4;
- in generale più spessa successione palustre;
- mancano paludi effimere etrusche e la piana drenata pare più estesa lungo tutto il profilo.



Sezione L2 – Figura 19 (sezione longitudinale – zona centrale)

La sezione T2 è lunga circa 17,5 km attraversa tutta la Pianura di Pisa dalla zona prossima all'attuale linea di costa alle zone più interne della pianura passando per il centro abitato di Pisa e interpolando otto profili di riferimento (Fig. 15).

La geometria della superficie trasgressiva (TS), mostra una zona di alto nella parte centrale del profilo, estesa circa 4 km, dove la TS si trova alla quota di circa 25 m sotto il livello del mare, e due zone di basso morfologico in corrispondenza della zona centro-occidentale e centro-orientale, di profondità comparabile (circa 50 m di profondità).

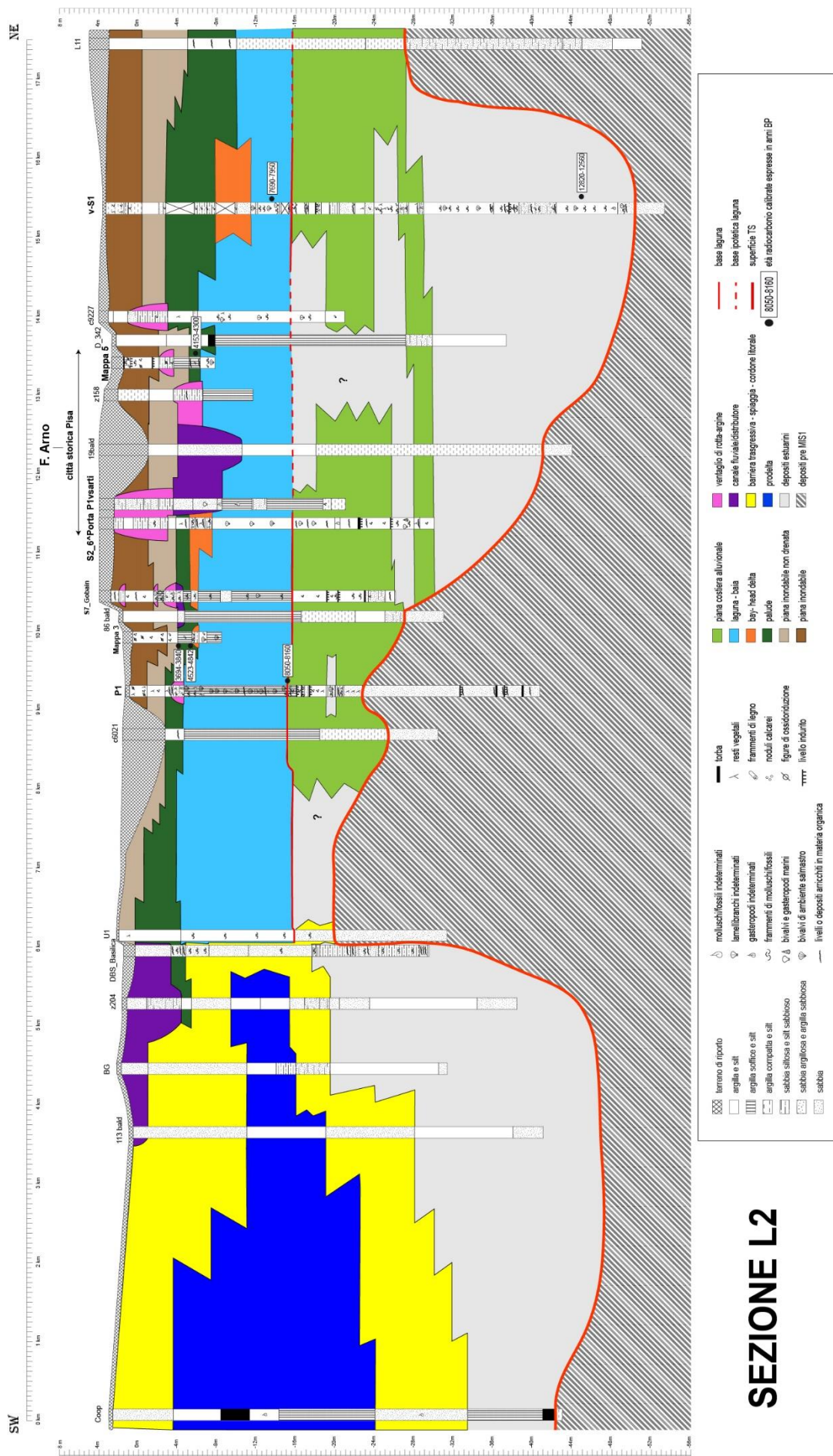
In questa sezione si può osservare la continuità dell'associazione di piana costiera alluvionale dal limite nord-orientale della sezione fino alla zona distale immediatamente a ridosso del cuneo marino. Questi depositi, che mostrano uno spessore costante di circa 8 m e un tetto posizionato ad una profondità costante di circa 15-16 m, sembrano interrompere la propria continuità in corrispondenza dei sondaggi 19 bald-D_342, dove i dati a disposizione sembrano evidenziare un'interruzione, almeno nelle ultime fasi, di sviluppo di questo corpo di piana costiera alluvionale. Al di sopra della piana costiera alluvionale si imposta una spessa successione lagunare, che mostra una progressiva diminuzione degli spessori dalle zone più distali (spessori di circa 12 m) alle zone più prossimali (spessori di circa 4-6 m); la sua deposizione è inquadrabile temporalmente fra circa 8100 e 5000 anni calibrati fa.

Due corpi di *bay-head delta* sono visibili al top della successione lagunare, uno, compreso tra le quote di circa 11,5 e 8 m s.l.m., è visibile nella porzione orientale del profilo, mentre il secondo, meno spesso (circa 1-2 m) e con tetto alla quota di circa 5 m s.l.m., è ubicato immediatamente ad ovest del corso attuale del Fiume Arno nella città di Pisa.

La palude soprastante i depositi lagunari e di *bay-head delta* mostra spessori massimi (circa 4 m) nella zona orientale della sezione, che tendono a diminuire progressivamente verso occidente, mostrando una simultanea diminuzione di profondità del limite inferiore.

Superiormente la palude passa attorno ai 4000 (zone prossimali)-3800 (zone distali) anni fa alla pianura alluvionale non drenata, che a sua volta mostra un passaggio alla quota di circa 0 m sul livello mare ad una pianura alluvionale drenata che non è "registrata" nella porzione distale.

I canali fluviali in questa sezione sono circoscritti alla zona in prossimità dell'attuale corso del Fiume Arno, sono caratterizzati da spessori di circa 4-6 m e incidono i sottostanti depositi di palude e laguna.



Sezione L1 – Figura 20 (sezione longitudinale – zona settentrionale)

Questa sezione, lunga poco più di 10 km, è situata nella zona settentrionale dell'area di studio, con un andamento che ricalca a grandi linee il corso attuale del Fiume Morto (Fig. 15). I sondaggi di riferimento presenti in questa sezione sono otto (Fig. 20).

La superficie trasgressiva (TS) in questa sezione si imposta sulle sabbie pre MIS 1 nella zona centro occidentale, e su depositi argillosi della stessa età nella zona più orientale. La TS a partire dalla zona occidentale, dove si trova a quote comprese tra circa 15 e 13 m s.l.m., mostra un progressivo aumento della profondità verso la zona centro orientale, caratterizzata da una profondità massima di circa 36 m s.l.m. in corrispondenza del sondaggio L56, risalendo rapidamente sul fianco orientale fino alla quota di circa 17 m.

L'associazione di facies di piana costiera alluvionale risulta in questa sezione ben sviluppata (spessore medio di circa 5 m) in corrispondenza dell'interfluvio (tra 2 e 7 km nella sezione), mostrando una progressiva diminuzione dello spessore verso la zona più orientale fino al sondaggio v-S2 (spessore di circa 0,5 m); in corrispondenza del sondaggio L56 in questo livello stratigrafico questa associazione di facies non è stata riconosciuta; il tetto della piana costiera-alluvionale, mantiene una profondità costante in questa sezione (circa 14-16 m s.l.m.).

Superiormente a questa unità si osserva un chiaro passaggio (dalla parte più orientale a quella più occidentale) da facies più prossimali a facies più distali. Nello specifico si hanno depositi di palude che passano lateralmente ad un corpo di *bay-head delta*, che tende a svilupparsi, per circa 5 km, all'interno di depositi lagunari che, nella parte più occidentale, passano a depositi di spiaggia-cordone. Oltre al corpo di *bay-head delta* sopra descritto si osservano altri due corpi il cui tetto si colloca a profondità minori, attorno ai 5-6 m s.l.m.. Uno di questi pare estendersi quasi fino al cuneo marino in prossimità del primo cordone affiorante.

I depositi palustri sovrastanti, il cui sviluppo è datato a circa 5000 anni calibrati fa nella zona prossimale e centrale (sondaggio Mappa 1), e a circa 3000 anni fa a ridosso dei cordoni (sondaggio TSP4), suggeriscono una forte diminuzione areale della laguna in questo intervallo temporale nel settore nord della pianura. All'interno della successione palustre sono presenti corpi sabbiosi isolati, di forma lenticolare, di canale distributore spessi circa 2 m.

Lo sviluppo della pianura alluvionale non drenata e drenata, ben sviluppata e continua fino quasi a ridosso dei cordoni, è caratterizzato dalla presenza di pochi corpi di canale fluviale, argine e ventaglio di rotta di ridotta dimensione. Unica eccezione un corpo di canale, con tetto a 0 metri sul livello del mare, con spessore di circa 6 metri, identificato in corrispondenza del sondaggio Mappa 1 (probabile deposito del Fiume Morto pre-canalizzazione).

Figura 20. Sezione stratigrafica longitudinale della zona settentrionale dell'area di studio, la cui traccia è visibile in figura 15. In grassetto sono riportati i sondaggi di riferimento e i principali elementi morfologici naturali e antropici.

5. DISCUSSIONE

5.1. EVOLUZIONE DEPOSIZIONALE E PALEOAMBIENTALE MEDIO-TARDO OLOCENICA

L'analisi di facies e stratigrafica, ad alta risoluzione, della successione medio-tardo olocenica sepolta nel primo sottosuolo della pianura pisana (capitolo 4) ha consentito l'identificazione delle principali fasi evolutive deposizionali e paleoambientali, durante un periodo cruciale per lo sviluppo dell'attuale configurazione del delta e della retrostante pianura alluvionale (Fig. 21 e 22). Come evidenziato dall'architettura deposizionale, descritta nel paragrafo 4.2., due principali fasi progradazionali hanno determinato in due momenti differenti il riempimento dell'estuario prima e della laguna poi. Interposto ad esse, è registrato un lungo periodo (circa 3000 anni) di sostanziale persistenza del bacino lagunare, che nel momento della sua massima espansione si sviluppava fino a circa 10-11 km verso l'entroterra a partire dai primi cordoni affioranti.

Sono di seguito descritte in maggior dettaglio le principali fasi evolutive deposizionali-paleoambientali riconosciute su base stratigrafica (Paragrafo 4.2, Fig. 16, 17, 18, 19, 20).

5.1.1. Ultime fasi di riempimento dell'estuario

Le ultime fasi di riempimento dell'estuario, formatosi nel Tardiglaciale in seguito all'annegamento della paleovalle dell'Arno incisa al passaggio MIS 3/2 (Amorosi et al., 2008, 2009), sono caratterizzate dallo sviluppo di uno spesso (circa 8 m) corpo di piana costiera-alluvionale che si estende dalle zone più interne dell'area in esame fino a ridosso dell'area oggi occupata dal primo cordone affiorante (Fig. 22). Questo corpo, progradante su argille estuarine ed avente tetto a 16-15 m s.l.m., segna di fatto la colmatazione del bacino estuarino e comprende la parte progradante dell'ultima delle tre parasequenze, che ne caratterizzano il riempimento della paleovalle nella porzione prossimale in corrispondenza del sondaggio v-S1 (Amorosi et al. 2009; Fig. 22 e 23).

Come detto nel precedente capitolo, questo corpo di piana costiera-alluvionale non è sempre individuabile in tutte le porzioni dell'estuario (Fig. 22), sia per mancanza di dati di buona qualità sia, probabilmente, per la presenza di "insenature" il cui sviluppo potrebbe essere stato favorito dalla doppia influenza del paleoArno da SE e dal paleoSerchio da N (Rossi et al., 2011). Inoltre, esso mostra al suo interno una complessa organizzazione di litofacies, sulla base dei dati disponibili non meglio specificabili, e una generale dominanza di depositi a granulometria fine. Una consistente presenza di intervalli sabbiosi è rilevata esclusivamente nella zona a nord della città di Pisa, in prossimità del Fiume Morto (Fig. 20), suggerendo un forte contributo alla progradazione del sistema da parte di un ramo del paleoSerchio.

La sovrapposizione, attorno ai 16-15 m s.l.m., di una spessa successione di argille lagunari segna l'inizio di una fase di retrogradazione degli ambienti deposizionali e di un generale annegamento della pianura, datato attorno agli 8150-8000 anni fa (Fig. 22).

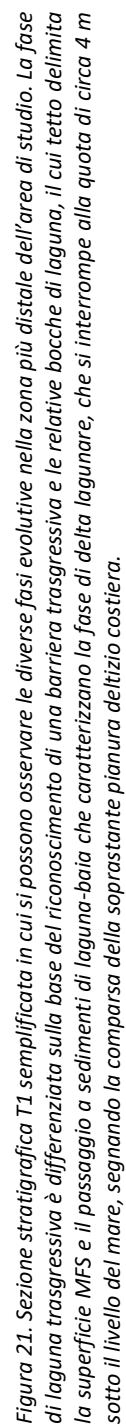


Figura 21. Sezione stratigrafica T1 semplificata in cui si possono osservare le diverse fasi evolutive nella zona più distale dell'area di studio. La fase di laguna trasgressiva è differenziata sulla base del riconoscimento di una barriera trasgressiva e le relative bocche di laguna, il cui tetto delimita la superficie MFS e il passaggio a sedimenti di laguna-baia che caratterizzano la fase di delta lagunare, che si interrompe alla quota di circa 4 m sotto il livello del mare, segnando la comparsa della soprostante pianura deltizio costiera.

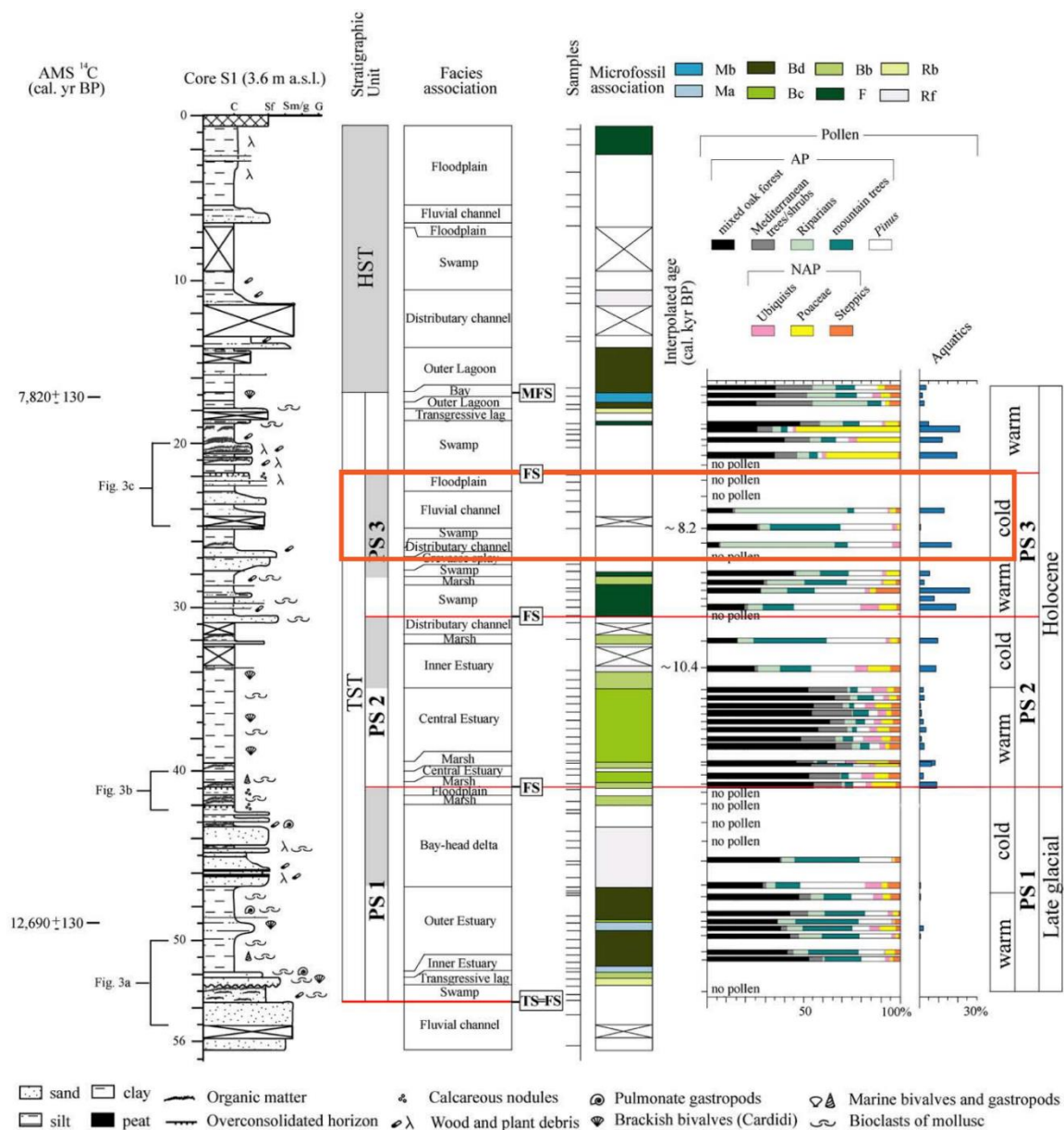


Figura 23. Log stratigrafico del sondaggio v-S1 con relativa interpretazione di facies, datazioni, spettro pollinico e suddivisione in parasequenze. Il riquadro rosso in grassetto evidenzia la porzione della parasequenza PS3, e la relativa associazione pollinica, ritenuta appartenente all'associazione di facies di piana costiera-alluvionale (parzialmente modificata da Amorosi et al., 2009).

5.1.2. Sviluppo e massima estensione della laguna

La formazione dell'esteso sistema lagunare della Pianura di Pisa, sviluppatosi a partire dagli 8100-8000 anni fa, registra l'ultimo evento di *flooding* olocenico (FS-Flooding Surface in Fig. 22) che porterà alla fine della fase trasgressiva con il raggiungimento della massima espansione ed apertura del sistema costiero (MFS-Maximum Flooding Surface). La MFS è infatti chiaramente identificata all'interno dei depositi lagunari attorno ai 12-11 m s.l.m. in tre sondaggi di riferimento (M3; v-S1 e P1), sulla base di *proxy* paleontologici, e datata attorno ai 7800 anni fa (Rossi et al., 2011; Amorosi et al., 2014). Il bacino lagunare è semi-protetto a mare da una serie di barriere individuate lungo la sezione più distale (Fig. 21), mentre verso l'entroterra giunge quasi a lambire i Monti Pisani al momento della massima espansione.

Poiché i depositi lagunari si impostano direttamente sia sulla successione di riempimento della valle incisa, precisamente su depositi di piana costiera-alluvionale ove identificati, sia

su depositi alluvionali di origine glaciale, è evidente un progressivo annegamento delle aree di interfluvio della paleovalle.

Questa progressiva, ma apparentemente veloce (circa 200 anni fra l'età della FS in P1 e la MFS in v-S1), espansione della laguna è ben visibile nella mappa riportata in Fig. 24, costruita sulla base dei dati di profondità del limite inferiore della successione lagunare. In essa si osserva una zona centrale caratterizzata da un andamento piuttosto irregolare e con le profondità maggiori (fino a 20 m s.l.m.); la forma è allungata in direzione W/SW-E/NE e verso l'estremità prossimale sembra "aprirsi" verso SE, ricalcando l'andamento della paleovalle e, in parte, quello dell'attuale corso del Fiume Arno. Lateralmente a questa zona centrale l'andamento della base della laguna risulta più regolare con moderate variazioni di profondità comprese tra i 13-15 m s.l.m., risultando perciò evidente la corrispondenza con le aree di interfluvio della paleovalle.

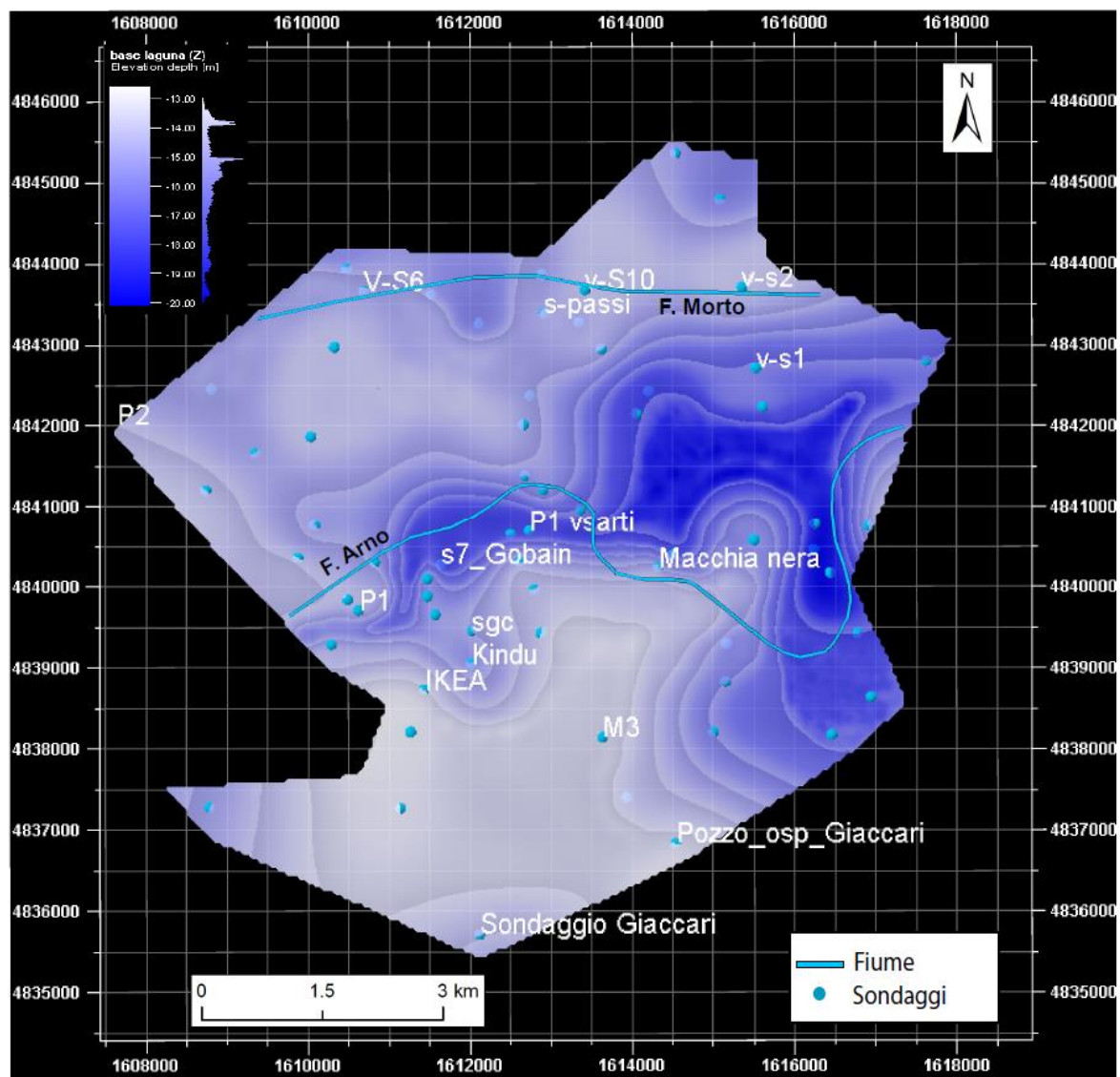


Figura 24. Mappa della base della laguna dove si osservano due distinte zone, una regolare e poco profonda (13-14 m) in corrispondenza degli interfluvi della paleovalle, e una nella parte centrale della mappa che ricalca l'andamento della paleovalle, caratterizzata da maggiori profondità (fino a 20 m), che sembra dividersi in due rami verso il margine orientale dell'area in esame.

5.1.3. Il riempimento della laguna e il passaggio ad una pianura costiera

Il bacino lagunare nelle fasi successive alla massima ingressione marina risulta alimentato da due principali sistemi di *bay-head delta*, uno di probabile provenienza paleoSerchio e l'altro paleoArno, ben visibili lungo le sezioni trasversali più prossimali (Fig. 17 e 18, paragrafo 4.2, Fig. 30 in Appendice). Il primo sistema è localizzato nella zona dell'attuale Fiume Morto (Fig. 20), conosciuto in letteratura come un vecchio ramo ora canalizzato del Serchio, in cui sono registrate in sottosuolo almeno due fasi di progradazione del *bay-head delta* che tende a riempire la laguna (Fig. 20). Il secondo è individuato in prossimità del corso attuale dell'Arno in Pisa (Fig. 19), sebbene sembra essere presente anche un ramo più meridionale (Fig. 17).

Questi sistemi di *bay-head delta*, che si mantengono fra loro distinti e con tetto fra gli 8 m e i 5 m s.l.m., testimoniano un lento (la laguna in quanto tale persiste in tutta l'area fino a circa 5000 anni) ma inesorabile *trend* di progradazione e riempimento del bacino costiero che culmina con lo sviluppo di una estesa piana paludosa datata fra i 5000 e i 4000 anni fa e solo localmente interrotta da depositi di canale (Fig. 22). Questi canali, isolati, di modesto spessore e di forma lenticolare, laddove intercettati dalle sezioni sembrano concentrarsi in corrispondenza dei principali corpi di *bay-head delta* precedentemente attivi, suggerendo una certa stabilità delle aree alimentatrici. Generalmente mostrano uno spessore modesto e una limitata capacità erosiva, infatti, solo di rado questi vanno a incidere i sedimenti lagunari sottostanti.

Un'eccezione è rappresentata dalle zone immediatamente a ridosso del primo cordone affiorante, dove pare persistere maggiormente un'area lagunare/di baia in corrispondenza dell'attuale corso del Fiume Arno (Fig. 21 e 22). Mentre a nord, lontano dall'influenza diretta dell'Arno, in corrispondenza del sondaggio TSP4 (Fig. 20; Fig. 28 in Appendice) una ridotta area lagunare continua addirittura ad esistere fino a circa 2800 anni fa.

La mappa del tetto della successione lagunare (Fig. 25) riflette questa complessa fase di transizione, mostrando nella porzione settentrionale in corrispondenza dell'odierno tracciato del Fiume Morto una zona abbastanza continua di elevata profondità con andamento est-ovest, che rappresenta il corpo di *bay-head delta* che veniva, con molta probabilità, alimentato dal paleoSerchio (Fig. 20). Le restanti zone a maggior profondità rappresentano grossomodo la posizione degli altri due corpi di *bay-head delta* ad alimentazione Arno, anche se il dato in alcuni casi risulta condizionato dall'incisione dei sedimenti lagunari da parte di canali fluviali, sviluppatisi nella fase successiva di seguito descritta.

5.1.4. Sviluppo della pianura deltizio-alluvionale

La piana palustre-costiera si trasforma piuttosto rapidamente (generalmente meno di 1000 anni) in una pianura alluvionale, caratterizzata da una complessa rete di drenaggio concentrata principalmente in corrispondenza dell'attuale area urbana di Pisa dove favoriva frequenti fenomeni di esondazione (depositi di argine e rotta fluviale) e talvolta lo sviluppo di confinate aree palustri di estensione limitata e natura alluvionale (Fig. 17; Amorosi et al., 2013a).

Le paludi sembrano persistere più a lungo solo a ridosso dei primi cordoni affioranti, ma anche stranamente nella zona a sud di Pisa dietro l'alto di Coltano (Fig. 17) dove tutt'oggi sono presenti aree paludose recentemente bonificate.

Mentre nelle aree prossimali della Pianura di Pisa si assiste all'instaurarsi di una pianura alluvionale, caratterizzata da varie generazioni di canali fluviali alcuni dei quali anche fortemente erosivi sulle unità sottostanti (sondaggi P1vsarti e Mappa 7 in figura 17; Fig.

19), nelle zone più distali è invece piuttosto evidente il passaggio ad un sistema deltizio ed annessa *strandplain* (Fig. 21). Lungo il profilo T1 è infatti visibile la chiusura definitiva della laguna/baia a circa 4 m s.l.m.

Da notare infine che la progradazione del sistema alluvionale è accompagnata da un *trend* di crescente “emersione” delle aree di esondazione, testimoniato dal passaggio da una piana non drenata ad una drenata datato attorno ai 2000 anni fa tramite dati archeologici (Amorosi et al., 2013a).

La storia evolutiva della laguna può essere infine così riassunta nella mappa di spessore (Fig. 26), dove sono evidenziati i maggiori e i minori spessori della successione lagunare, che sono il risultato della paleomorfologia su cui si è impostata circa 8000 anni fa, e delle fasi di riempimento e di incisione verificatesi fino a circa 3000 anni fa ad opera di sistemi di *bay-head delta* e di canali fluviali, rispettivamente.

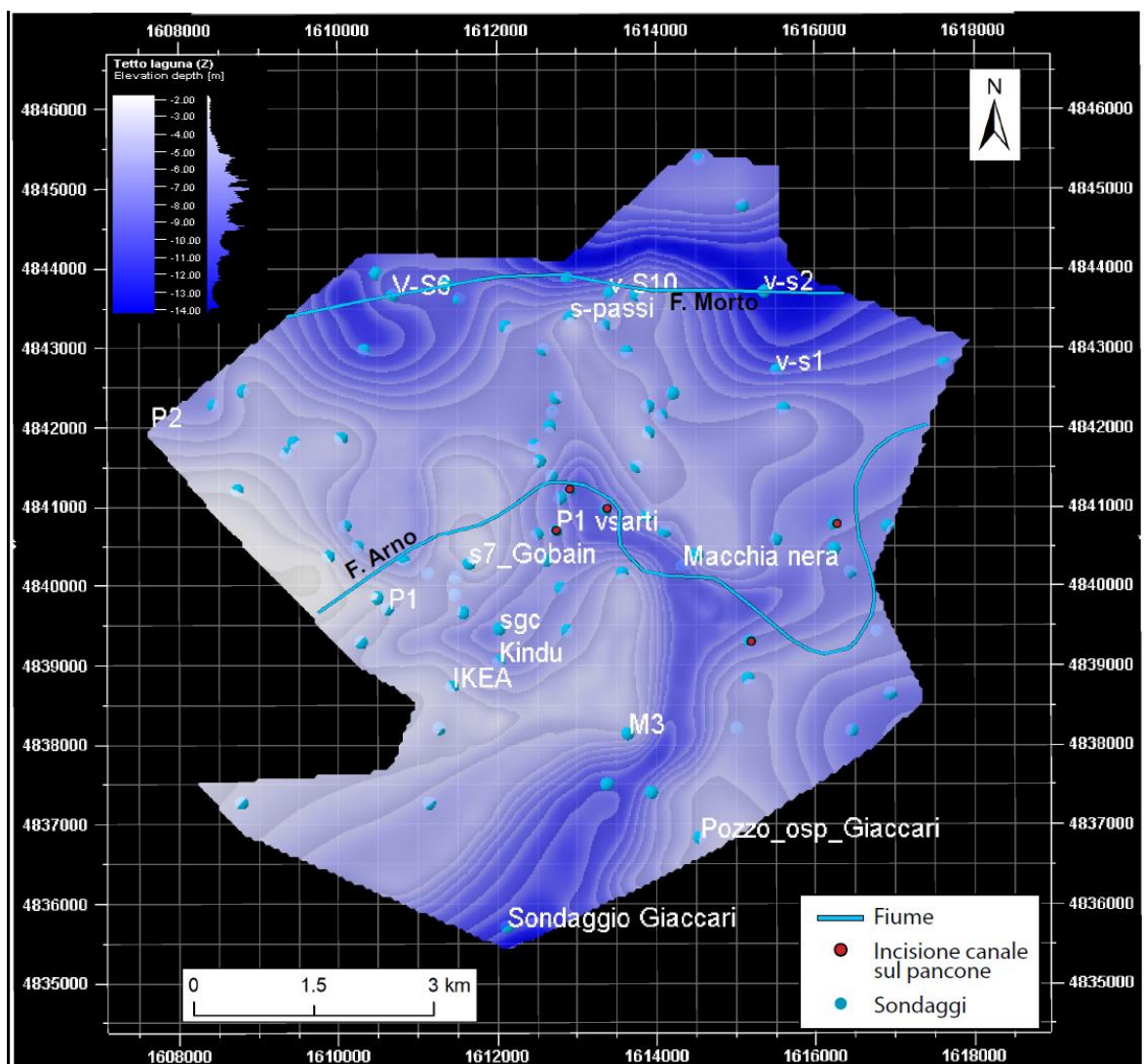


Figura 25. Mappa del tetto della laguna che mette in evidenza le aree interessate dai principali corpi di bay-head delta che alimentavano il bacino dopo la massima ingressione marina (zone a maggior profondità). Un'area molto evidente e continua è visibile a nord, in corrispondenza dell'attuale corso del Fiume Morto (probabile appartenenza al sistema paleoSerchio); una zona più complessa e meno evidente è ubicata nella parte centro meridionale che sembra essere articolata in due rami aventi origine da est (probabile appartenenza al sistema paleoArno). Il dato della zona centrale in corrispondenza dell'attuale corso del Fiume Arno, è condizionato dalla presenza di incisioni di canali fluviali che hanno eroso parzialmente il tetto della laguna.

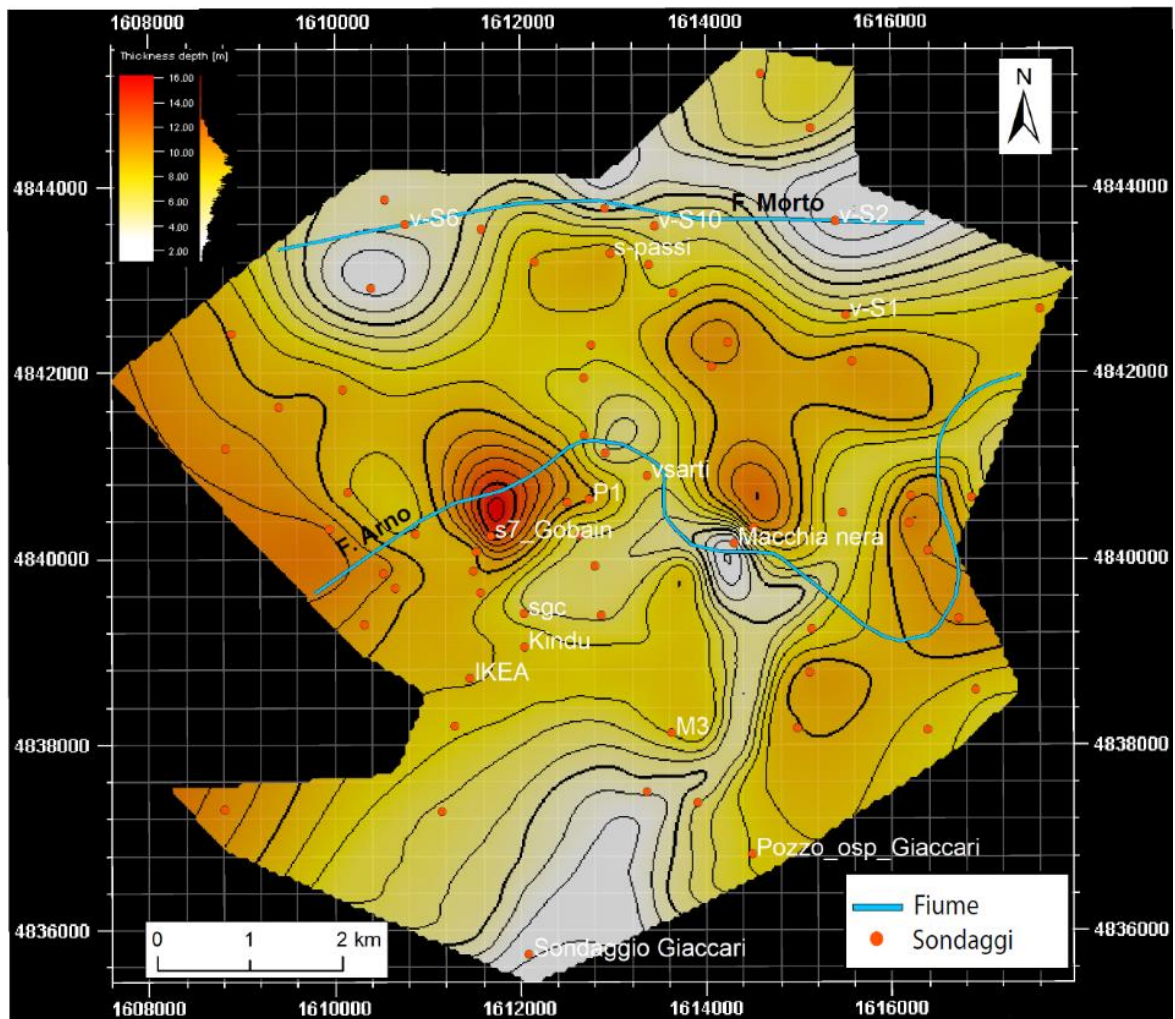


Figura 26. Mappa di spessore dei sedimenti lagunari che riflette l'azione diacrona di più fattori, sia attivi che passivi che hanno determinato la ridistribuzione spaziale di zone a maggiore e minore spessore dei sedimenti lagunari. Le zone che sono state interessate dallo sviluppo di bay-head delta all'interno della laguna sono quelle che mostrano gli spessori minimi (circa 2-5m).

5.2. PRINCIPALI FASI EVOLUTIVE E FATTORI DI CONTROLLO

In questo paragrafo si discuteranno sinteticamente i possibili fattori di controllo, allogenic e autogenici, che possono avere principalmente influenzato l'evoluzione recente della pianura pisana. Tenendo presente che precedenti lavori hanno già ampiamente dimostrato che la fase di incisione e in generale il successivo riempimento della valle incisa superiore registrano un predominante controllo glacio-eustatico alla scala milankoviana (Amorosi et al. 2013b), ci si concentrerà sull'intervallo stratigrafico e temporale oggetto della tesi ovvero gli ultimi 9000-8000 anni circa. Sono dunque di seguito presentate le principali osservazioni ricavate dall'incrocio dei dati stratigrafici e di evoluzione paleoambientale descritti nei precedenti capitoli con i dati di letteratura:

- L'ultima fase di riempimento della valle incisa ha visto l'impostarsi di un generale trend progradazionale che ha portato alla formazione di una piana costiera-alluvionale la cui porzione superiore è datata a circa 8800 anni fa (datazione in M3 in Fig. 17). Lo spettro pollinico ottenuto su questa facies in corrispondenza del sondaggio v-S1 (Fig. 19 e Fig. 23) indica il concomitante sviluppo di un clima più fresco ed umido interpretato da Amorosi et al. (2009) come l'espressione dell'evento climatico 8200.

Questi dati permettono di ipotizzare un controllo, se non esclusivo almeno parziale, dell'evento climatico 8200 sullo sviluppo di questa fase progradante che ha portato alla colmatazione dell'estuario.

- L'impulso trasgressivo (FS in Fig. 22) che ha portato alla formazione e poi alla successiva massima espansione della laguna, datato a circa 8150-8000 anni calibrati fa nel sondaggio P1 (Fig. 22), sembra coincidere cronologicamente con l'inizio dell'ultima fase di forte accelerazione nella risalita del livello del mare durante

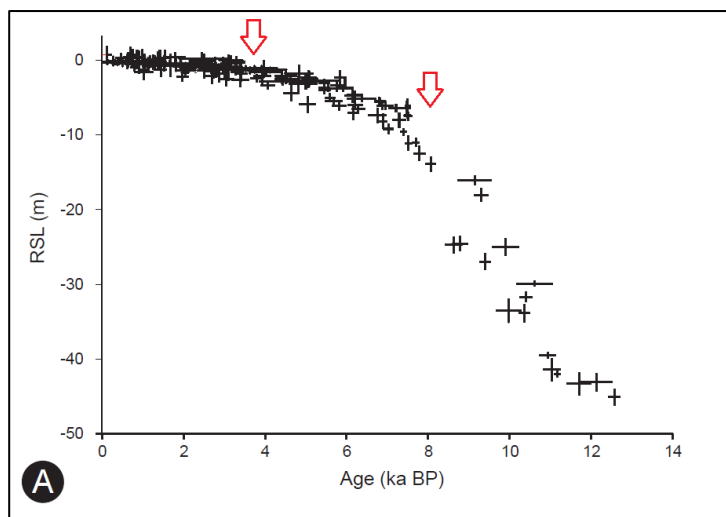


Figura 27. Curva di variazione relativa del livello del mare per il Mediterraneo occidentale durante l'Olocene; la freccia a destra indica la fase di accelerazione nella risalita del livello del mare avvenuta attorno agli 8000 anni fa, mentre la freccia a sinistra indica la diminuzione nel tasso di risalita del livello del mare iniziata intorno ai 4000 anni fa (da Vacchi et al., 2016, modificata).

l'Olocene, registrata nella curva di Vacchi et al. (2016) per il Mediterraneo occidentale (Fig. 27).

I depositi lagunari registrano la massima apertura del sistema/influenza marina (MFS) a circa 7800 anni calibrati fa (dati derivanti dai sondaggi P1, M3 e v-S1; si veda paragrafo precedente), mostrando quindi una datazione coerente con un controllo allogenico dovuto alle oscillazioni glacio-eustatiche (picco di risalita del livello del mare Fig. 27). Tuttavia, l'estensione e la geometria della laguna riflettono piuttosto fedelmente la morfologia della valle incisa (Fig. 24), evidenziando quindi un fattore di controllo autogenico dovuto alla morfologia ereditata dalla paleovalle. Essa può anche aver giocato un ruolo importante rispetto alla persistenza millenaria della laguna e alla conservazione dei suoi depositi; il primo aspetto, peculiare della laguna pisana, resta tuttavia in buona parte una questione aperta.

- Seppur la fase di riempimento della laguna iniziò dopo la MFS tramite la progradazione di corpi di *bay-head delta*, è solo 5000 anni fa che quasi l'intera area lagunare viene sostituita da una estesa piana paludosa (fatta eccezione per le zone più distali a ridosso dei cordoni). È noto in letteratura che fra i 5000 e i 4000 anni fa molte aree costiere dell'Italia centro-meridionale, compresa la Pianura di Pisa, sono state interessate da una fase di generale inaridimento climatico (Sarti et al., 2015a) che potrebbe avere favorito la colmatazione della laguna.

- Lo sviluppo della pianura alluvionale-deltizia, datato attorno ai 4000 anni fa nelle aree prossimali della Pianura Pisana, potrebbe anch'esso avere risentito del cambiamento climatico verso una maggiore aridità nelle sue ultime fasi; tuttavia è interessante notare che la curva di Vacchi et al. (2016) mostra proprio a partire dai 4000 anni fa una brusca diminuzione (dopo quella post 7800 – inizio *highstand*) nel tasso di risalita del livello del mare suggerendo di fatto un controllo allogenico.

6. CONCLUSIONI

L'analisi e la gestione della banca dati preesistente, attraverso la realizzazione di una griglia di sezioni orientate trasversalmente e longitudinalmente alle principali morfologie (attuali e passate), la realizzazione di tre mappe sulla base dell'individuazione di due superfici chiave (base e tetto della successione lagunare – la più rappresentata nella successione in esame medio-tardo olocenica), e una revisione critica dei dati bibliografici, ha permesso di ottenere i seguenti risultati:

- Il riconoscimento, all'interno dell'associazione medio-tardo olocenica della Pianura di Pisa, di dieci associazioni di facies: (i) associazione di barriera trasgressiva, spiaggia e cordone litorale; (ii) associazione di *washover* e *flood tidal delta*; (iii) associazione di laguna e baia; (iv) associazione di *bay-head delta*; (v) associazione di palude; (vi) associazione di canale fluviale e canale distributore; (vii) associazione di argine e rotta fluviale; (viii) associazione di piana inondabile non drenata; (ix) associazione di piana inondabile; (x) associazione di piana costiera-alluvionale.

- La ricostruzione dell'architettura deposizionale, dalla zona più prossimale (vicino al limite con le pendici dei Monti Pisani) alla zona più distale (in corrispondenza dei primi cordoni affioranti), della successione che abbraccia le ultime fasi di riempimento della valle incisa superiore dell'Arno e la successiva fase di post-riempimento. Ciò ha permesso di identificare in senso stratigrafico: (i) all'interno dell'estuario un esteso corpo progradazionale di piana costiera-alluvionale che ne ha determinato la colmatazione; (ii) una spessa successione lagunare datata fra circa 8150-5000 anni fa, che partendo dalle zone interne alla (ex) valle incisa dell'Arno si sviluppa progressivamente anche nel primo tratto degli interfluvi; (iii) una estesa area palustre datata fra i circa 5000-4000 anni fa solo localmente interrotta da isolati corpi di canale di spessore ridotto e forma lenticolare; (iv) un'estesa pianura alluvionale caratterizzata prima da depositi di piana inondabile non drenata e drenata poi.

- L'identificazione di due sistemi principali di *bay-head delta* che alimentavano la laguna fra il momento della massima ingressione marina e la sua colmatazione; il più settentrionale, con andamento est-ovest, si sviluppava in prossimità del percorso dell'attuale Fiume Morto ed era quindi probabilmente alimentato dal paleoSerchio, l'altro identificato nella zona centro-meridionale dell'area di studio è considerato, per posizione, connesso all'attività di uno o più rami del paleoArno.

- La ricostruzione di dettaglio della geometria dei depositi lagunari mediante la creazione sul *software* Petrel delle mappe della base, del tetto e di spessore della laguna, che hanno permesso di mettere in evidenza i rapporti esistenti tra la geometria ricostruita e la morfologia ereditata della valle incisa superiore, e di associare le zone del tetto della laguna caratterizzate da un'elevata profondità, all'attività di corpi progradanti in laguna (*bay-head delta*) e a fasi successive di importante incisione fluviale.

- Il riconoscimento delle principali fasi evolutive della pianura pisana per gli ultimi 9000 anni circa. In ordine cronologico si distinguono (i) una fase di progradazione entro il riempimento trasgressivo dell'estuario che ha determinato l'instaurarsi di un ambiente di piana costiera-alluvionale; (ii) una fase trasgressiva di sistema barriera-laguna, marcata da una superficie di annegamento (FS) alla base (passaggio piana costiera-alluvionale – laguna) e dalla superficie di massima ingressione marina (MFS) a tetto; (iii) una fase di relativa stabilità del sistema lagunare durante le prime fasi di *highstand* (circa 7800-5000 anni fa), durante la quale il bacino viene progressivamente riempito da corpi di *bay-head delta* (fase

di “delta in laguna”); (iv) una fase di progradazione datata circa 5000 anni fa che determina la scomparsa definitiva della laguna e lo sviluppo di una estesa pianura costiera; (v) un ulteriore scatto progradante delle facies attorno a 4000 anni fa che porta allo sviluppo della pianura alluvionale-deltizia.

- L'identificazione dei fattori di controllo allogenici e autogenici che hanno guidato le principali fasi evolutive. In particolare, la successione studiata mostra uno stile deposizionale fortemente influenzato da fattori glacio-eustatici alla scala sub-milankoviana comprendenti: (i) eventi climatici quali l'evento 8.2 (per lo sviluppo della piana costiera-alluvionale in estuario) e la fase di inaridimento fra 5000-4000 anni fa (per la scomparsa della laguna e lo sviluppo di una pianura costiera); (ii) variazioni nel tasso di risalita del livello del mare quali l'accelerazione attorno 8000 anni fa (per la FS alla base della laguna) e la decelerazione iniziata 4000 anni fa (per l'inizio della fase alluvionale). Tuttavia, il persistere per diversi millenni di un sistema lagunare e la sua geometria ed estensione sono probabilmente riconducibili all'influenza della morfologia ereditata della valle incisa.

BIBLIOGRAFIA

- Aguzzi, M., Amorosi, A., Colalongo, M.L., Ricci Lucchi, M., Rossi, V., Sarti, G., Vaiani, S.C., (2007). Late Quaternary climatic evolution of the Arno coastal plain (Western Tuscany, Italy) from subsurface data. *Sedimentary Geology* 211, 211-229.
- Anichini, F., Dubbini, N., Fabiani, F., Gattiglia, G., Gualandi, M.L., (2013). *Mappe Metodologie Applicate alla Predittività del Potenziale Archeologico*, Volume 2.
- Amorosi, A., (2006). Reading late Quaternary stratigraphy from cores: a practical approach to facies interpretation. *GeoActa*, vol. 5, 2006, pp. 61-78, Bologna.
- Amorosi, A., Sarti, G., Rossi, V., Fontana, V., (2008). Anatomy and sequence stratigraphy of the late Quaternary Arno valley fill (Tuscany, Italy). In: Amorosi, A., Haq, B.U., Sabato, L. (Eds.), *Advances in Application of Sequence Stratigraphy in Italy*. *GeoActa*, Special Publication, vol. 1, pp. 55-66.
- Amorosi, A., Ricci Lucchi, M., Rossi, V., Sarti, G., (2009). Climate change signature of small-scale parasequences from Lateglacial-Holocene transgressive deposits of the Arno valley fill. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 273, 142–152.
- Amorosi, A., Bini, M., Fabiani, F., Giacomelli, S., Pappalardo, M., Ribecai, C., Ribolini, A., Rossi, V., Sammartino, I., Sarti, G., (2012a). I carotaggi MAPPA: un'integrazione interdisciplinare, in <<MapPapers 4, 2012>>, pp. 96-148.
- Amorosi, A., Giacomelli, S., Ribecai, C., Rossi, V., Sammartino, I., Sarti, G., (2012b). Il sottosuolo dell'area urbana e periurbana di Pisa: architettura deposizionale ed evoluzione paleoambientale durante il medio-tardo olocene, in <<MapPapers 7, 2012>>, pp. 247-256.
- Amorosi, A., Bini, M., Giacomelli, S., Pappalardo, M., Ribecai, C., Rossi, V., Sammartino, I., Sarti, G., (2013a). Middle to late Holocene environmental evolution of the Pisa coastal plain (Tuscany, Italy) and early human settlements. *Quat. Int.* 303, 93–106.
- Amorosi A., Rossi V., Sarti G., Mattei R., (2013b). Coalescent valley fills from the late Quaternary record of Tuscany (Italy). *Quaternary International* 288 (2013) 129-138.
- Amorosi, A., Rossi, V., Scarponi, D., Vaiani, S.C., Ghosh, A. (2014). Biosedimentary record postglacial coastal dynamics: high-resolution sequence stratigraphy from the northern Tuscan coast (Italy). *Boreas*, 43, 1–16.
- Anthony, E., Marriner, N., Morhange, C., (2014). Human influence and the changing geomorphology of Mediterranean deltas and coasts over the last 6000 years: From progradation to destruction phase?. *EARTH-SCIENCE REVIEWS- OCTOBER 2014*.
- Bini, M., Rossi, V., Amorosi A., Pappalardo, M., Sarti, G., Noti, V., Capitani, M., Fabiani, F., Gualandi, M.L. (2015). Palaeoenvironments and palaeotopography of a multilayered city during the Etruscan and Roman periods: early interaction of fluvial processes and urban growth at Pisa (Tuscany, Italy). *Journal of Archaeological Science* 59 (2015) 197-210.
- Della Rocca, B., Mazzanti, R., Pranzini, E., (1987). Studio geomorfologico della pianura di Pisa. *Geogr. Fis. Quat.* 10, 56-84.
- Gattiglia, G., (2013). *Mappa Pisa medievale: archeologia, analisi spaziali e modelli predittivi*.
- Martini, I.P., Sagri, M., Colella, A., (2001). Neogene-Quaternary basins of the inner Apennines and Calabrian Arc. In: Vai, G.B., and Martini, I.P. (eds) *Anatomy of an orogen – The Apennines and adjacent Mediterranean basins* pp. 375-400. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht.
- Pascucci, V. (2005). Neogene evolution of the Viareggio Basin, Northern Tuscany (Italy). *GeoActa*, 4, 123–138
- Pranzini, E. (2007). Airborne LIDAR survey applied to the analysis of historical evolution at the Arno River delta (Italy). *J. Coastal Res.*, 50, 400–409.

- Rossi, V., Amorosi, A., Sarti, G., Potenza, M. (2011). Influence of inherited topography on the Holocene sedimentary evolution of coastal systems: an example from Arno coastal plain (Tuscany, Italy). *Geomorphology*, 135, 117–128.
- Rossi, V., Amorosi, A., Sarti, G., Mariotti, S. (2017). Late Quaternary multiple incised valley systems: An unusually well-preserved stratigraphic record of two interglacial valleyfill successions from the Arno Plain (northern Tuscany, Italy). *Sedimentology* (2017) 64, 1901–1928
- Sarti, G., Bini, M. & Giacomelli, S. (2010). The growth and decline of Pisa (Tuscany, Italy) up to the Middle Ages: correlations with landscape and geology. *Il Quaternario - Italian Journal of Quaternary Sciences* 23, 311-322 (2010).
- Sarti, G., Rossi, V., Amorosi, A., Bini, M., Giacomelli, S., Pappalardo, M., Ribecai, C., Ribolini, A., Sammartino, I. (2015a). Climatic signature of two mid-late Holocene fluvial incisions formed under sea-level highstand conditions (Pisa coastal plain, NW Tuscany, Italy). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 424, 183–195.
- Sarti, G., Rossi, V. Giacomelli, S. (2015b). The Upper Pleistocene “Isola di Coltano Sands” (Arno coastal plain, Tuscany Italy): review of stratigraphic data and tectonic implications for the southern margin of the Viareggio Basin. *Atti Soc. Toscana Sci. Nat. Mem. Ser. A*, 122, 79– 88.
- Vacchi, M., Marriner, N., Morhange C., Spada, G., Fontana, A., Rovere, A., (2016). Multiproxy assessment of Holocene relative sea-level changes in the western Mediterranean: Sea-level variability and improvements in the definition of the isostatic signal.

SITOGRAFIA

Foglio CARG 273 Pisa - http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/273_PISA/Foglio.html
 Mappa project - <http://www.mappaproject.org/>

SEZIONE T2

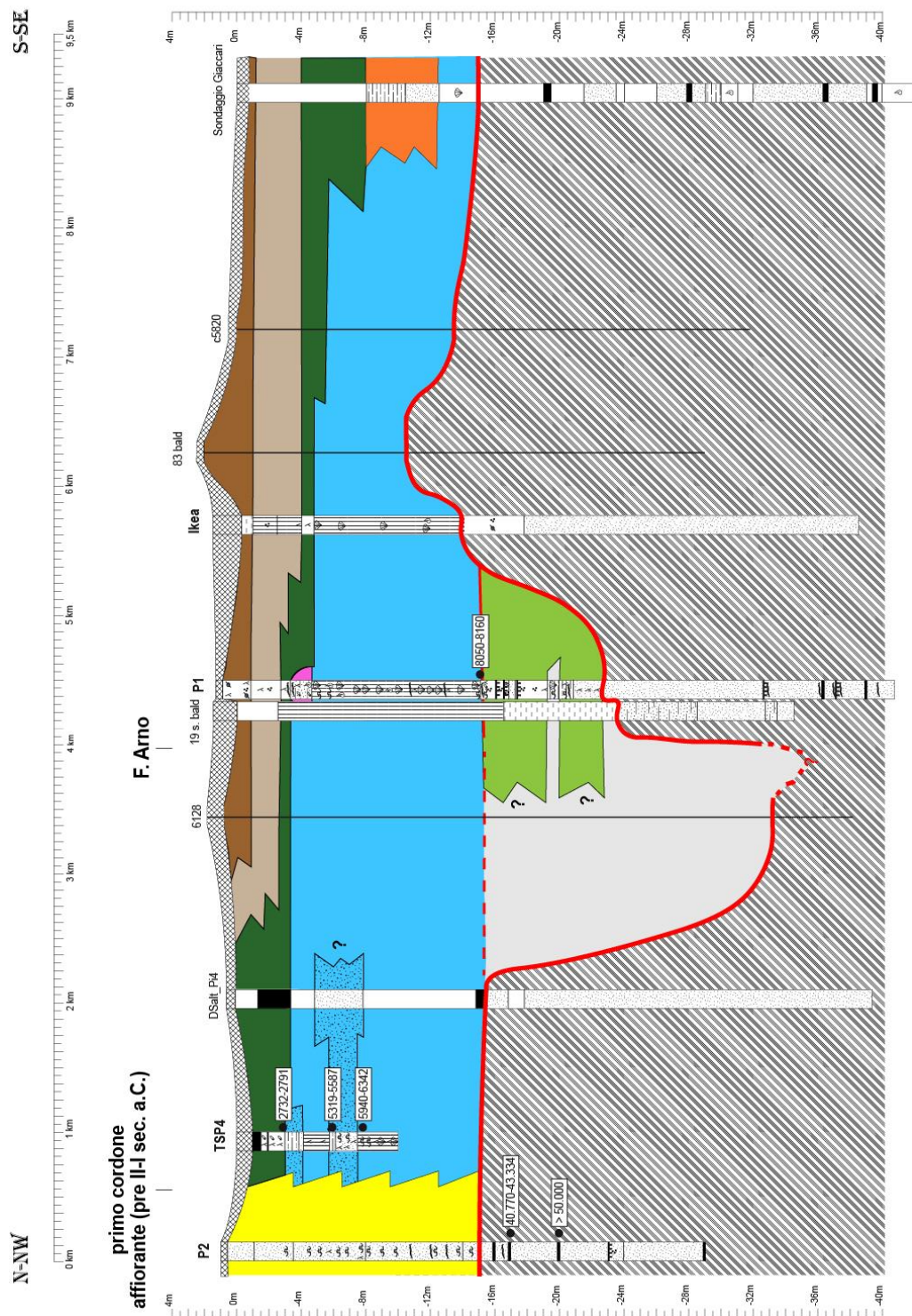


Figura 28. Sezione stratigrafica trasversale, la cui traccia è visibile in figura 15. In grassetto sono riportati i sondaggi di riferimento e i principali elementi morfologici sia naturali che antropici.

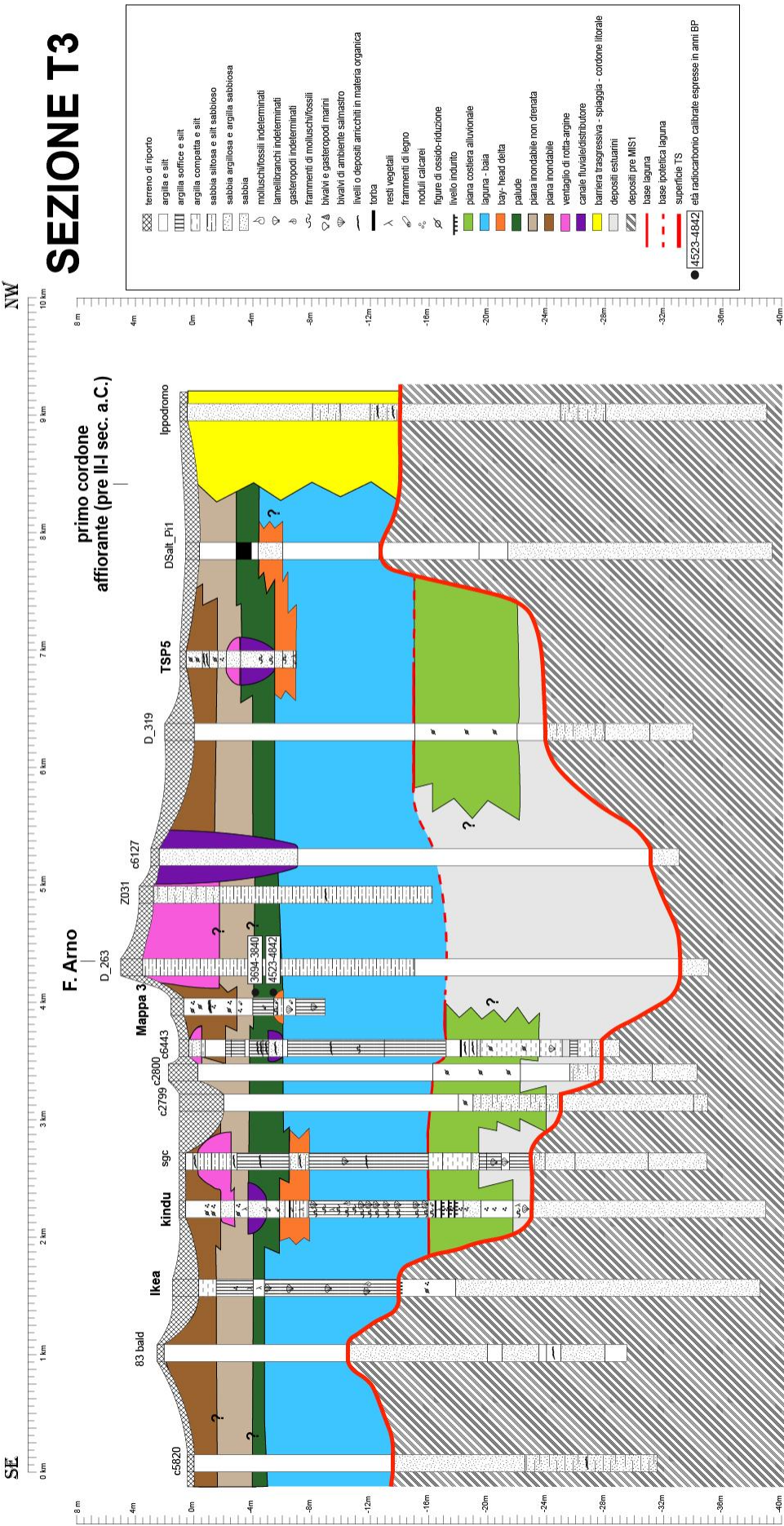


Figura 29. Sezione stratigrafica trasversale, la cui traccia è visibile in figura 15. In grassetto sono riportati i sondaggi di riferimento e i principali elementi morfologici naturali e antropici.

SEZIONE T5

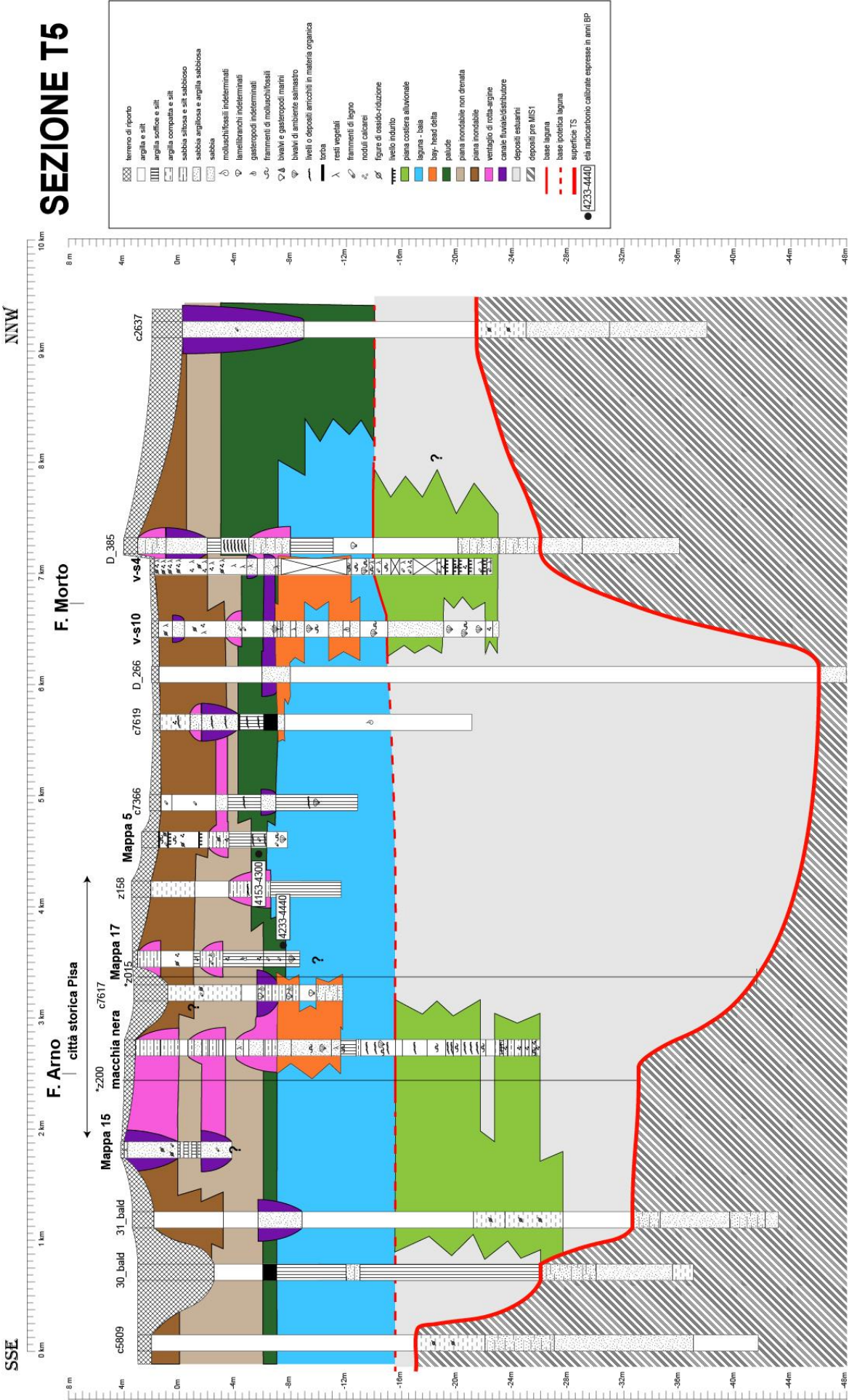


Figura 30. Sezione stratigrafica trasversale, la cui traccia è visibile in figura 15. In grassetto sono riportati i sondaggi di riferimento e i principali elementi morfologici naturali e antropici.



Figura 31. Sezione stratigrafica longitudinale, la cui traccia è visibile in figura 15. In grassetto sono riportati i sondaggi di riferimento e i principali elementi morfologici naturali e antropici.